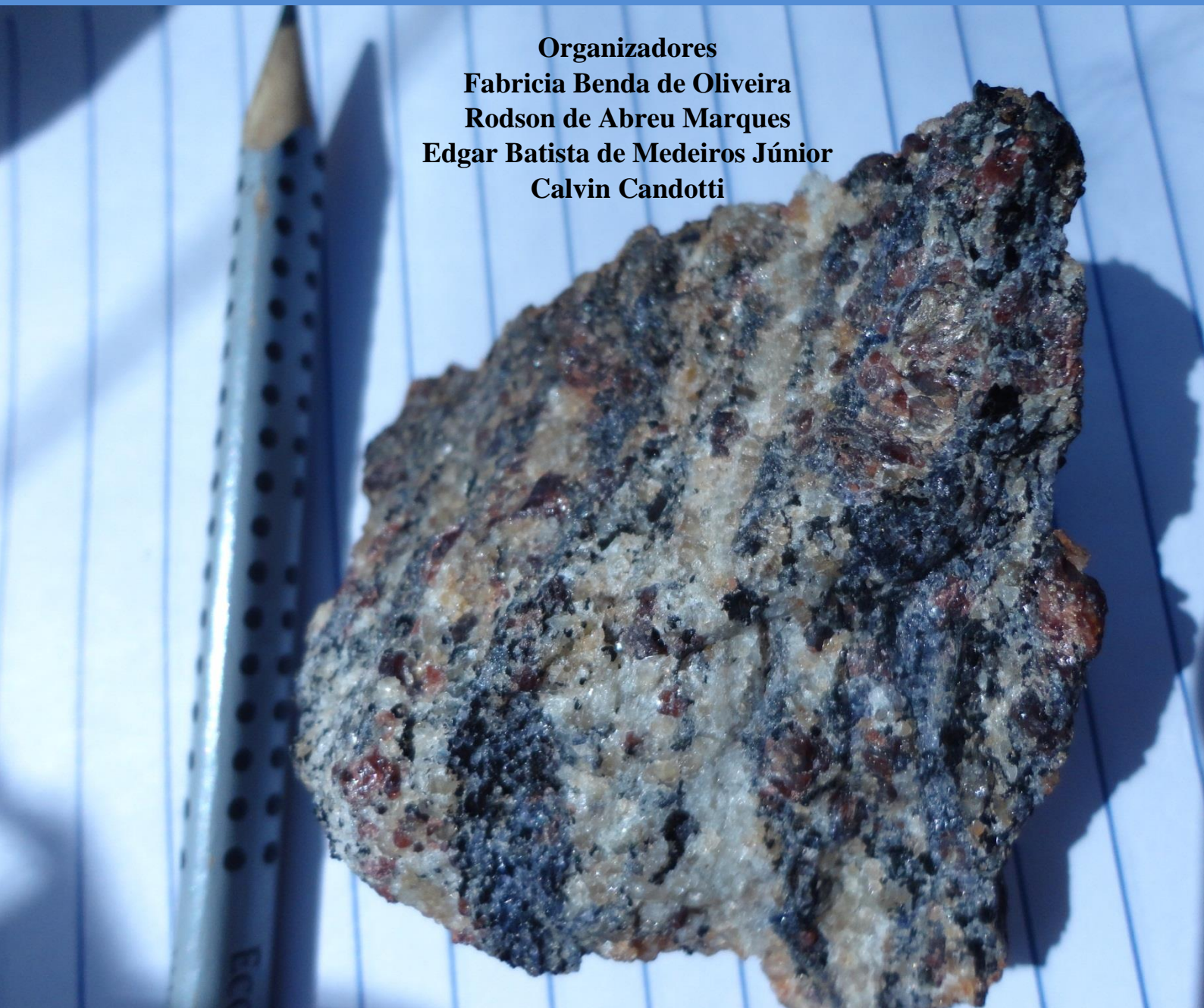


# PETROLOGIA

**Organizadores**  
**Fabricia Benda de Oliveira**  
**Rodson de Abreu Marques**  
**Edgar Batista de Medeiros Júnior**  
**Calvin Candotti**



# E MINERALOGIA

**Volume 1**





**Organizadores**  
**Fabricia Benda de Oliveira**  
**Rodson de Abreu Marques**  
**Edgar Batista de Medeiros Júnior**  
**Calvin da Silva Candotti**

**Petrologia e Mineralogia**

**Volume 1**

**ALEGRE - ES**  
**CAUFES**  
**2018**



CCENS-UFES Centro de Exatas Naturais e da Saúde, Universidade Federal do Espírito Santo, Alto Universitário, s/n, Caixa Postal: 16, Guararema, Alegre-ES  
Telefax: (28) 3552-8687  
www.alegre.ufes.br

Dados Internacionais de Catalogação-na-publicação (CIP)  
(Biblioteca Setorial Sul da Universidade Federal do Espírito Santo, ES, Brasil)

---

P497 Petrologia e mineralogia v. 1 [recurso eletrônico] /  
organizadores, Fabricia Benda de Oliveira ... [et al.] ;  
Ilustração de Calvin da Silva Candotti. - Dados eletrônicos.  
Alegre, ES : CAUFES, 2018.  
85 p. : il.

Inclui bibliografia.

ISBN: 978-85-54343-06-4

Modo de acesso: <<http://www.geologia.ufes.br/e-book>>

1. Magmatismo. 2. Metamorfismo (Geologia) . I. Oliveira,  
Fabricia Benda de, 1978 - .

CDU: 55

---

Elaborado por Claudia Regina da Rocha Oliveira – CRB-6 ES-576/O

Os textos apresentados nesse livro são de inteira responsabilidade dos autores. Os organizadores não se responsabilizam pela revisão ortográfica e gramatical dos trabalhos apresentados.

**REITOR – UFES**  
**REINALDO CENTODUCATTE**

**DIRETOR DO CENTRO DE CIÊNCIAS EXATAS, NATURAIS E DA SAÚDE – UFES**  
**NEUZA MARIA BRUNORO COSTA**

**ORGANIZADORES DESTA OBRA**  
**FABRICIA BENDA DE OLIVEIRA**  
**RODSON DE ABREU MARQUES**  
**EDGAR BATISTA DE MEDEIROS JÚNIOR**  
**CALVIN DA SILVA CANDOTTI**





## **APRESENTAÇÃO**

A produção deste trabalho é independente e surgiu da idéia e colaboração de professores, alunos e ex-alunos do curso de Geologia do Centro de Ciências Exatas, Naturais e da Saúde, da Universidade Federal do Espírito Santo.

Estão contidos neste livro 5 trabalhos apresentados na forma de capítulos e que abrangem temas relacionados a Petrologia Magmática, Petrologia Metamórfica e análises de minerais em microscópio petrográfico de luz transmitida, nos terrenos cristalinos que estão inseridos nos contextos das Faixas Araçuaí e Ribeira.

O material contido nesta obra servirá de auxílio para estudantes, professores e profissionais da área das geociências em seus trabalhos e pesquisas, além de ser um veículo de divulgação de conhecimento obtido pela UFES desde a criação do curso de Geologia.

## **LISTA DE ORGANIZADORES**

**Fabricia Benda de Oliveira.** Coordenadora do colegiado do curso de Geologia, e Professora Permanente e orientadora no programa de Pós-Graduação em Gestão Pública da Universidade Federal do Espírito Santo (UFES), Alegre, ES. fabricia.oliveira@ufes.br

**Rodson de Abreu de Marques.** Professor Adjunto do curso de Geologia da Universidade Federal do Espírito Santo (UFES), Alegre, ES. rodson.marques@ufes.br

**Edgar Batista de Medeiros Júnior.** Professor Adjunto da Escola de Minas da Universidade Federal de Ouro Preto (UFOP), Ouro Preto, MG. edgar.junior@ufop.edu.br

**Calvin da Silva Candotti.** Geólogo Autônomo, Manaus, AM. calvincandotti@gmail.com

## **LISTA DE AUTORES**

**Amanda Silva Abreu**

**Caroline Cibeles Vieira Soares**

**Deise Fernanda Alves de Moura**

**Edgar Batista de Medeiros Júnior**

**Fernanda Setta Duarte**

**Giulia Fabri Rodrigues Prado Martins**

**Hanna Jordt-Evangelista**

**Iago Mateus Lopes de Macêdo**

**Jéssica Bassini Ramiro**

**Jorge Denis Costa Medeiros**

**Marilane Gonzaga de Melo**

**Rodson de Abreu Marques**

## SUMÁRIO

Capítulo 1 .....	9
<b>CARACTERIZAÇÃO PETROGRÁFICA E LITOGEOQUÍMICA DO BATÓLITO FORNO GRANDE, CASTELO, ESPÍRITO SANTO .....</b>	<b>9</b>
<i>Jorge Denis Costa Medeiros, Rodson de Abreu Marques .....</i>	<i>9</i>
Capítulo 2 .....	23
<b>CARACTERIZAÇÃO PETROGRÁFICA, MINERALÓGICA E MICROTECTÔNICA DOS CHARNOKITÓIDES DA SUÍTE SÃO JOÃO DO PARAÍSO NA REGIÃO DE ITAPERUNA – NOROESTE DO RJ.....</b>	<b>23</b>
<i>Deise Fernanda Alves de Moura, Rodson de Abreu Marques, Amanda Silva Abreu, Marilane Gonzaga de Melo, Fernanda Setta Duarte .....</i>	<i>23</i>
Capítulo 3 .....	43
<b>PETROLOGIA DAS ROCHAS CHARNOKÍTICAS NO SUL DA SERRA DO CAPARAÓ, ENTRE OS DISTRITOS DE VARRE-SAI – RJ E ALEGRE – ES .....</b>	<b>43</b>
<i>Giulia Fabri Rodrigues Prado Martins, Caroline Cibele Vieira Soares, Edgar Batista de Medeiros Júnior.....</i>	<i>43</i>
Capítulo 4 .....	57
<b>CARACTERIZAÇÃO DO METAMORFISMO DAS ROCHAS PARADERIVADAS DO COMPLEXO ACAIACA, REGIÃO SUDESTE DE MINAS GERAIS .....</b>	<b>57</b>
<i>Jéssica Bassini Ramiro, Edgar Batista de Medeiros Júnior, Hanna Jordt-Evangelista ..</i>	<i>57</i>
Capítulo 5 .....	69
<b>CARACTERIZAÇÃO PETROLÓGICA DO MACIÇO ALTO CHAPÉU, CASTELO, ESPÍRITO SANTO .....</b>	<b>69</b>
<i>Iago Mateus Lopes de Macêdo, Caroline Cibele Soares .....</i>	<i>69</i>



## Capítulo 1

### CARACTERIZAÇÃO PETROGRÁFICA E LITOGEOQUÍMICA DO BATÓLITO FORNO GRANDE, CASTELO, ESPÍRITO SANTO

*Jorge Denis Costa Medeiros<sup>1</sup>, Rodson de Abreu Marques<sup>2</sup>*

**RESUMO.** O batólito Forno Grande é um corpo ígneo fruto de magmatismo bimodal, de composição granítica e diorítica, localizado no município de Castelo, no estado do Espírito Santo. Este maciço insere-se na Província Mantiqueira, no domínio interno do Orógeno Araçuaí. Com uma área de aproximadamente 100 km<sup>2</sup>, o batólito Forno Grande exhibe cotas a 2.000m acima do nível do mar, sendo composto por uma série de rochas de composição granítica e um núcleo de composição diorítica. A descrição petrográfica teve por objetivo a identificação das fácies ígneas presentes no batólito, sendo elas: Monzogranito fino, Monzogranito porfirítico, Granodiorito, e Granito rico em quartzo. Feições texturais de mistura química também são observadas, e são comprovadas por fenocristais de plagioclásio incluso à rochas híbridas, apresentando, muitas vezes, formas ovaladas, com agregados de minerais máficos ao seu entorno. Além disso, há mistura mecânica evidente pela presença de xenólitos máficos, de contorno ageométrico, vistos em contato abruptos com as litofácies graníticas as quais se encontram inseridos. A partir da caracterização litogeoquímica de rocha total foi possível indicar ao batólito caráter metaluminoso, com porcentagens de sílica variando de 50% a 63%. Os Elementos Terras Raras plotados em diagrama *spider plot* mostram a relativa compatibilidade das litofácies encontradas com o nível crustal médio-raso. As razões Rb/Y+Nb e Nb/Y indicam que a ambiência geotectônica das rochas analisadas está relacionada à granitóides intra-placa continental, enquanto a correlação dos elementos  $6Ca+2Mg+Al/4Si-11(Na-K)-2(Fe-Ti)$  apontam que sua gênese está relacionada a granitóides da fase tardi- a pós-colisionais.

**PALAVRAS-CHAVE.** Magmatismo, Batólito Forno Grande; Litogeoquímica; Petrologia Ígnea

## INTRODUÇÃO

O Orógeno Araçuaí, enquanto em sua fase de colapso orogênico (ALMEIDA, 1977; De CAMPOS et al., 2004; PEDROSA-SOARES et al., 2007) desencadeou a geração de um volume considerável de magma, por descompressão adiabática, onde diversos plutons alojaram-se em crosta inferior, num intervalo de aproximadamente 30 Ma. A ascensão de magma de proveniência mantélica por meio de zonas de cisalhamento resultou na formação de corpos magmáticos que apresentam núcleo máfico, envolto por rochas graníticas que variam em composição, textura e estruturas magmáticas, os quais são encaixados em paraderivadas da Megassequência Macaúbas (PEDROSA-SOARES et al., 2007; WIEDEMANN-LEONARDOS et al., 2002).

<sup>1</sup>Mestrando em Geologia Regional - Departamento de Geologia - Universidade Federal de Minas Gerais, Belo Horizonte, MG, Brasil

<sup>2</sup>Departamento de Geologia da Universidade Federal do Espírito Santo (CCENS-UFES) – Alegre, ES, Brasil

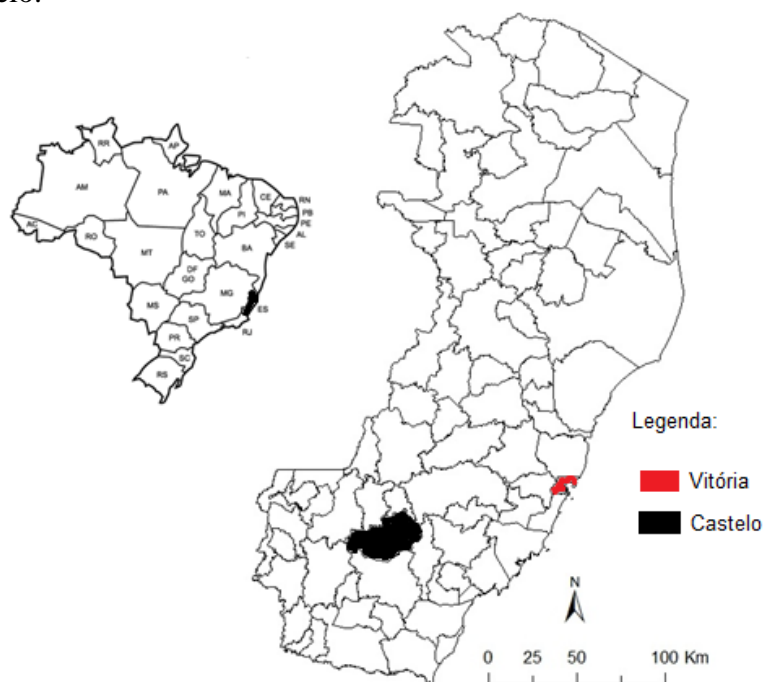
## CARACTERIZAÇÃO PETROLÓGICA E LITOGEOQUÍMICA DO BATÓLITO FORNO GRANDE, CASTELO, ESPÍRITO SANTO

O estado do Espírito Santo compete com Minas Gerais pela liderança no mercado interno de Rochas Ornamentais, e um dos maiores exportadores mundiais. Deste modo, faz-se importante agregar conhecimento técnico e geológico a tal área comercial, assim visando diminuir os impactos ambientais em consequência do melhor aproveitamento do material extraído (FILHO, 2009). Desde Almeida, 1977, a produção científica em cima do Orógeno Araçuaí vem sendo representada relativamente por poucos autores. Quando há o aumento em investimentos no conhecimento geológico, concomitantemente há maior aproveitamento dos recursos naturais. No caso do município de Castelo, as rochas ornamentais são um dos recursos naturais explorados (CPRM).

O presente trabalho visa à caracterização petrográfica, bem como a caracterização litogeoquímica das fácies graníticas do batólito Forno Grande. Tem-se então a descrição petrográfica das fácies amostradas durante a etapa de campo, com uma simples abordagem litogeoquímica, podendo assim acrescentar dados e contribuir para o entendimento da granitogênese pós-colisional denominada Suíte G5. (PEDROSA-SOARES et al., 2007).

### LOCALIZAÇÃO E VIAS DE ACESSO

O município de Castelo (Figura 1) localiza-se no centro sul do estado do Espírito Santo, distante 146 quilômetros da capital do estado, Vitória e a 36 quilômetros de Cachoeiro de Itapemirim. O caminhamento se dá pelas Rodovias ES 166, ES 379 e ES 491 e BR 482, partindo de Cachoeiro, acessa o Trevo de Duas Barras, pela Rodovia Fued Nemer, num percurso de 18 quilômetros até o município. Localiza-se ainda a 65 quilômetros a nordeste do município de Alegre, sendo que a principal via de acesso é a Rodovia ES-482, também em destino ao Trevo de Duas Barras, onde seguindo pela Rodovia Fued Nemer, chega-se ao município de Castelo.



**Figura 1.** Mapa geopolítico do Brasil (esquerda) e do Espírito Santo (direita) destacando o município de Castelo, e a capital, Vitória.

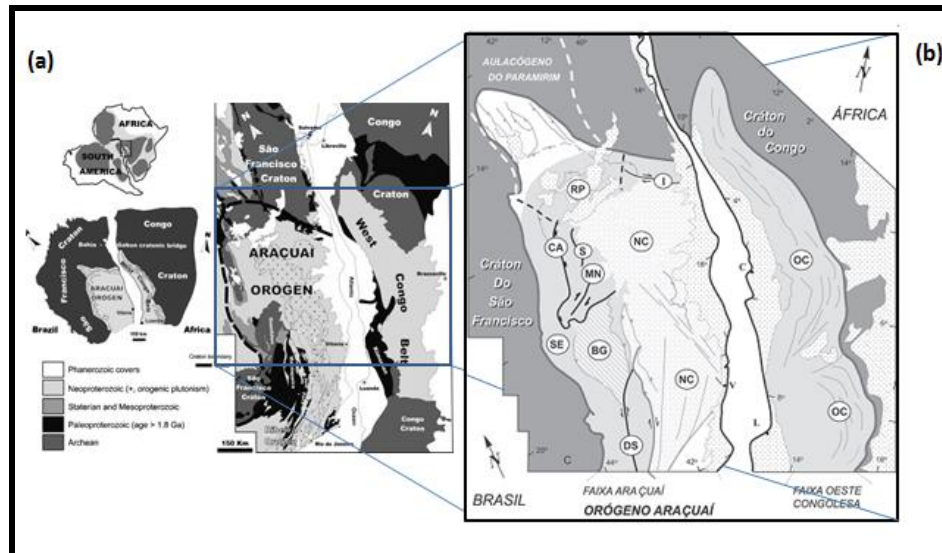
### REVISÃO BIBLIOGRÁFICA/GEOLOGIA REGIONAL

Inserido no Orógeno Araçuaí (PEDROSA-SOARES et al., 2007), um dos compartimentos tectônicos da Província Mantiqueira, o batólito Forno Grande está encaixado em rochas orto-

e paraderivadas que contam em diversos estágios geotectônicos, estágios distensivos e compressivos, numa história de gênese e metamorfismo complexa. A história da evolução magmática formadora deste plúton leva-nos a compreender a evolução geotectônica, organização do arcabouço tectono-estrutural do orógeno, e da evolução da bacia precursora deste sistema orogênico à margem leste brasileira.

### Orógeno Araçuai

O Sistema Orogênico Araçuai-Congo Ocidental edificou-se como resultado do evento tectônico que culminou no fechamento da bacia oceânica Macaúbas (Pedrosa-Soares, 2007) por consequência de esforços compressivos realizados pela migração das placas Paranapanema-Amazônica e Kalahari contra o então Craton São Francisco-Oeste Congo, ao longo do neoproterozóico (ALKMIN et al., 2006). Esta cadeia orogênica formou-se devido à amalgamação de diversos blocos tectônicos (DE CAMPOS et al., 2004), onde, mais especificamente em sua porção ocidental, tem como característica principal um padrão de edificação tectônica distinta: a tectônica quebra-nozes, exibindo em mapa uma forma côncava, e com vergências centrífugas. Tal evolução tectônica condicionou o escape lateral de massas por grandes zonas de cisalhamento transcorrente com indicação cinemática modalmente destal (ALKMIN, 2007).



**Figura 2.** Orógeno Araçuai-Congo Ocidental e terrenos adjacentes no contexto do Gondwana Ocidental, modificado de Noce, 2007 (a) mostrando compartimentação interna do orógeno segundo Alkmin, 2006 (b). Legenda: SE: Cinturão de Cavalgamentos da Serra do Espinhaço Meridional; CA: Zona de Cisalhamento da Chapada Acauã; S: Zona de dobramentos de Salinas; MN: Corredor transpressivo de Minas Novas; RP: Saliência do Rio Pardo e zona de interação com o Aulacógeno do Paramirim; BG: Bloco de Guanhães; DS: Zona de Cisalhamento de Dom Silvério; I: Zona de Cisalhamento de Itapebi; NC: núcleo cristalino; OC: Faixa Oeste-Congoleza. (Modificado de PEDROSA-SOARES et al., 2007).

A granitogênese responsável pela geração do pluton Forno Grande foi desencadeada ao longo da fase de colapso gravitacional do orógeno, concomitante ao quarto estágio orogênico - descompressão adiabática na fase pós-colisional - num intervalo de “apenas” 30 milhões de anos (520-490 M.a.). Estando livre da foliação metamórfica regional, este pulso magmático deixou evidentes feições de mistura de magma, além da textura de fluxo magmático bem marcado por porfiroclastos de feldspatos e cristais de biotita (PEDROSA-SOARES et al., 2007). Com a ascensão de magma mantélico através de profundas zonas lítricas de cisalhamento, houve a fusão parcial da crosta ensialica, fazendo assim com que o magma

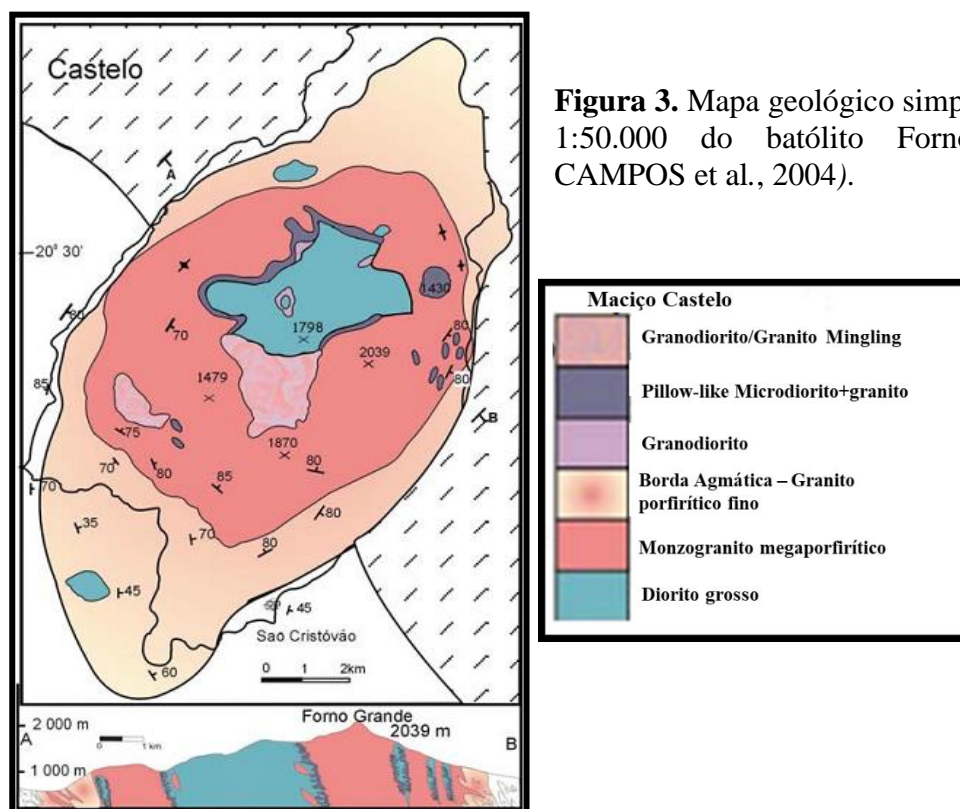
## CARACTERIZAÇÃO PETROLÓGICA E LITOGEOQUÍMICA DO BATÓLITO FORNO GRANDE, CASTELO, ESPÍRITO SANTO

mantélico se misturasse ao magma crustal, quimicamente e mecanicamente, gerando plutons zonados, com núcleos básicos a intermediários e bordas graníticas (Wiedemann-Leonardos et al, 2002).

### Batólito Forno Grande

O batólito Forno Grande (Figura 3) é uma intrusão bimodal composta por dois tipos graníticos: monzogranito megaporfírico, mostrando fluxo magmático marcado pelos pórfiros e monzogranito porfírico mais fino, com foliação magmática também bem marcada. *Schlierens* e estruturas tipo *ghost* podem ser observadas como produto da assimilação de gnaisses da encaixante (DE CAMPOS et al., 2004).

O contato entre o granito e diorito é uma zona estreita, aproxima-se em média a 100 metros de largura, formado por enxames de enclaves microgranulares misturados em diferentes graus com granito. O núcleo é composto por este diorito, grosso, e à medida que se aproxima do núcleo, a foliação magmática fica menos evidente. Em geral, a foliação gnáissica da encaixante é concordante ao pluton (DE CAMPOS et al., 2004).



## METODOLOGIA

O presente trabalho foi realizado entre o período de março a setembro de 2013, confeccionado em três etapas: etapa pré-campo, etapa de campo e etapa pós-campo.

### I. Etapa pré-campo:

Revisão bibliográfica e preparação, em ambiente SIG, da base cartográfica, em escala 1:65.000, por meio do *software* TerraView. Utilizou-se da base de dados geográficos GEOBASES, disponibilizada no endereço *on-line* do Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística (IBGE). A bibliografia existente serviu como apoio para o planejamento do campo e dos locais de amostragens.



As ortofotos utilizadas para orientação em campo foram as imagens A27\_773, A27\_774, A28\_773 e A28\_774, disponibilizadas pelo Instituto Nacional de Pesquisa Espaciais (INPE).

II. Etapa de campo:

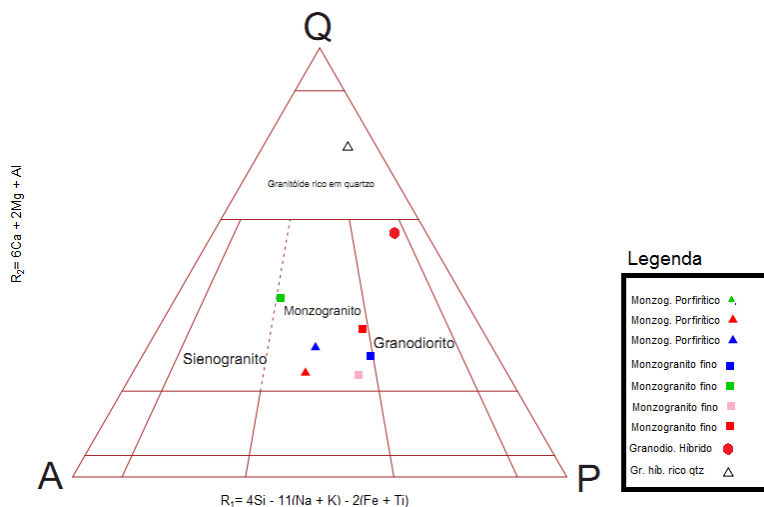
- Primeira fase: o mapeamento da borda oeste do maciço de Castelo.
- Segunda fase: o mapeamento da borda leste, coleta de amostras das litologias componentes do plutón e observação superficial da relação de interação do maciço ígneo com o embasamento, bem como o comportamento da foliação de borda.

III. Etapa pós-campo:

Foi feita a realização da caracterização petrográfica e litogeoquímicas das litofácies definidas; onde, as amostras foram descritas sob o microscópio petrográfico de luz polarizada, modelo Nikkon, do laboratório de microscopia do Departamento de Geologia - Universidade Federal do Espírito Santo – Campus Alegre. A descrição petrográfica foi realizada com base nos aspectos descritivos para rochas magmáticas (Wernick, 2004).

## RESULTADOS E DISCUSSÕES

A partir da descrição petrográfica e da contagem modal mineral, os valores de quartzo, plagioclásio e K-feldspatos foram somados e recalculados para equivalerem a 100% da amostra, e desta forma, o resultado foi plotado no diagrama de Streckeisen (1967) (Figura 4).



**Figura 4.** Classificação dos litotipos amostrados no batólito de Castelo, segundo Streckeisen (1967).

**Gnaiss** - Rocha metamórfica protomilonitizada, mostrando foliação metamórfica e deformação incipiente, mostrando biotitas orientadas e grãos de quartzo exibindo formação de subgrão e contatos em 120°.

A rocha encaixante, à oeste do plutón, é de composição granítica com bandamento metamórfico descontínuo, por vezes contínuo, espaçado milimetricamente a centimetricamente, concordante com a foliação regional de estiramento mineral.

Macroscopicamente, tal rocha mostra coloração acinzentada, composta essencialmente por quartzo, de granulação fina a média, e biotita de granulação fina a média, subordinadamente, feldspato e outros minerais não identificáveis a olho nu, esses com granulação fina (Figura 10). Nota-se textura lepidoblástica em biotita e textura do tipo *ribbon* em quartzo,

## **CARACTERIZAÇÃO PETROLÓGICA E LITOGEOQUÍMICA DO BATÓLITO FORNO GRANDE, CASTELO, ESPÍRITO SANTO**

comprovando seu grau de deformação protomilonítico. Comum observar aglomerados de quartzo e pórfiros de feldspato potássico dispersos em sua matriz.

Sob microscópio petrográfico, a encaixante é caracterizada como uma rocha maciça, fanerítica, holocristalina, equigranular granoblástica, composta por aproximadamente 55% de quartzo, 15% de plagioclásio, 10% de biotita, 10% de microclina, 3% de apatita, 3% de opacos, e o restante titanita, zircão, moscovita e clorita.

**Monzogranito fino** - Rocha de cor acinzentada, equigranular, com expressiva quantidade de titanita, mostrando por vezes leve orientação dos cristais de biotita, e com presença esparsa de fenocristais de feldspato.

Esta litofácies aflora em escarpas, morrotes e lajedos, em contato com a encaixante. Sua ocorrência é mais expressa na parte sul do maciço.

Macroscopicamente, é caracterizada como uma rocha acinzentada, maciça, de granulação fina, composta por quartzo, biotita, plagioclásio e um leve conteúdo de pirita; por vezes, com pequenos pórfiros de feldspato dispersos em sua matriz.

Sob microscópio petrográfico, esta rocha mostra-se holocristalina, fanerítica, xenomórfica, equigranular. A rocha é composta por 25% de plagioclásio, 20% de quartzo, 15% de microclina, 15% de biotita, 7% de hornblenda 6% de titanita, 5% de opacos, 4% de allanita, e os 5% restantes de moscovita, zircão e apatita.

**Monzogranito porfirítico** - Em afloramento, esta rocha caracteriza-se como uma rocha leucocrática, maciça, holocristalina, fanerítica, inequigranular porfirítica, com pórfiros de feldspato de razão variando de 3mm a 8mm de largura e 20mm a 30mm de comprimento, apresentando orientação por fluxo magmático, em meio a matriz composta por 20% quartzo e 20% biotita, sendo que os 60% restantes que compõem a rocha são os pórfiros de plagioclásio e microclina. A matriz é de granulação fina e hipidiomórfica.

O monzogranito porfirítico ocorre em contato com granitóides híbridos, com a encaixante (Figura 8) e com o núcleo máfico, apresentando feições de mistura mecânica, com presença de xenólitos máficos inseridos em meio à rocha.

Sob microscópio petrográfico esta rocha mostra-se holocristalina, fanerítica, subidiomórfica, inequigranular porfirítica, com fenocristais de microclina e plagioclásio de 1.50 a 3.50mm em matriz com granulação seriada, variando de 0.10mm a 1.50mm. A rocha é composta aproximadamente por 25% de microclina, 25% de plagioclásio, 15% de quartzo, 10% de biotita, 5% de titanita, 5% de hornblenda, 5% de opacos, 5% de apatita, 3% de moscovita, 3% de allanita, como acessórios zircão, e clorita como mineral secundário. Os grãos, modalmente mostram-se anédricos, com grãos subédricos a raramente euédricos. Texturalmente, a rocha exhibe feições mirmequíticas e poiquilíticas.

### **- Fácies com evidências de mistura de magmas –**

O domínio dos granitóides híbridos se estende ao longo de contatos, entre a litofácies porfirítica e a litofácies anfibolítica, como produto de uma mistura química, em corpos descontínuos, constantemente cortados por veios. A mistura mecânica é encontrada nas litofácies mais externas ao maciço, sendo freqüente a ocorrência de xenólitos máficos métricos inseridos no monzogranito porfirítico e no monzogranito fino. Porfiroclastos de feldspato foram assimilados pela litofácies hibridizada, e estão dispersos em meio à matriz, formando uma textura marcante de mistura química, sendo que, em microscópio, é possível notar que os cristais de feldspato apresentam forma ovóide.

### **Mistura mecânica**

As litofácies monzogranito porfirítico e monzogranito fino exibem xenólitos máficos geométricos e xenocristais em mistura mecânica inseridos em sua fábrica. Estes xenólitos muitas vezes são bordejados por uma zona reacionária contendo cristais de anfibólio euédricos, que podem chegar ao comprimento centimétrico.

Observam-se duas famílias de diques com diferença em idade relativa de intrusão e de composição granítica cortando o monzogranito fino. Os diques e vênulas são compostos por quartzo, feldspatos, biotita e sulfetos, apresentando uma pequena borda de reação no contato com o granitóide. Os diques mais antigos apresentam uma finíssima, se não inexistente corona de reação nas bordas; e maior conteúdo de biotita dispersa em sua matriz félsica afanítica. Estes aparentam dobramento e se “desfazem” em meio à rocha encaixante. Os diques posteriores têm menor conteúdo de máficos em matriz afanítica, porém apresentam forma geométrica melhor definida. Também são observados xenólitos máficos, ricos em biotita e anfibólio. Os xenólitos estão em contato abrupto com a rocha, formando auréolas de reação em sua borda, onde há ocorrência de anfibólios idiomórficos centimétricos, e também há presença de fenocristais de quartzo, pirita e plagioclásio, em meio à rocha. Xenólitos graníticos também podem ser vistos em meio à fácies graníticas.

### **Unidades híbridas (Mistura química)**

A mistura de magmas neste batólito resulta em litofácies de composição granítica com agregados de minerais máficos. Durante a mistura das fusões parcialmente cristalizadas, o componente máfico, de mais alta temperatura e com menor percentual de cristais, foi “hibridizado” aos cristais e agregados de cristais do magma félsico. A textura de mistura de magmas pode ser observada como agregados de cristais de hornblenda e biotita sobrecrecidos em borda de cristais de plagioclásio.

**Granodiorito** – Rocha composta por matriz félsica com fenocristais de plagioclásio coexistindo com agregados máficos.

Tal granitóide é composto por uma matriz félsica, de granulação fina a pequena, formada por quartzo, biotita, plagioclásio, ortoclásio, opacos, zircão e apatita, e em meio à matriz, fenocristais de plagioclásio na granulação grossa coexistindo com agregados máficos compostos por biotita, hornblenda, opacos e apatita, podendo ocorrer também epidoto e titanita. A rocha possui em composição aproximadamente 35% de quartzo, 20% de plagioclásio, 15% de biotita, 10% de hornblenda, 5% de opacos, 5% de apatita, 5% de ortoclásio e o restante zircão.

**Granito rico em quartzo** - Rocha composta essencialmente por hornblenda e quartzo. Esta litofácies é encontrada aflorando nas porções mais internas do maciço, em contato com rochas granitóides híbridas e constantemente injetadas por veios de granito porfirítico rico em plagioclásio. Macroscopicamente, esta rocha apresenta cor cinza, estrutura maciça, isotrópica, composta por quartzo e significativa quantidade de hornblenda.

Sob microscópio petrográfico, caracteriza-se como uma rocha ígnea maciça, holocristalina, fanerítica, equigranular, composta aproximadamente por 35% de hornblenda, 25% de quartzo, 10% de biotita, 7% de plagioclásio, 7% de titanita, 3% de zircão, 3% de ortoclásio, 2% de apatita, e como acessório os minerais opacos, e epidoto.

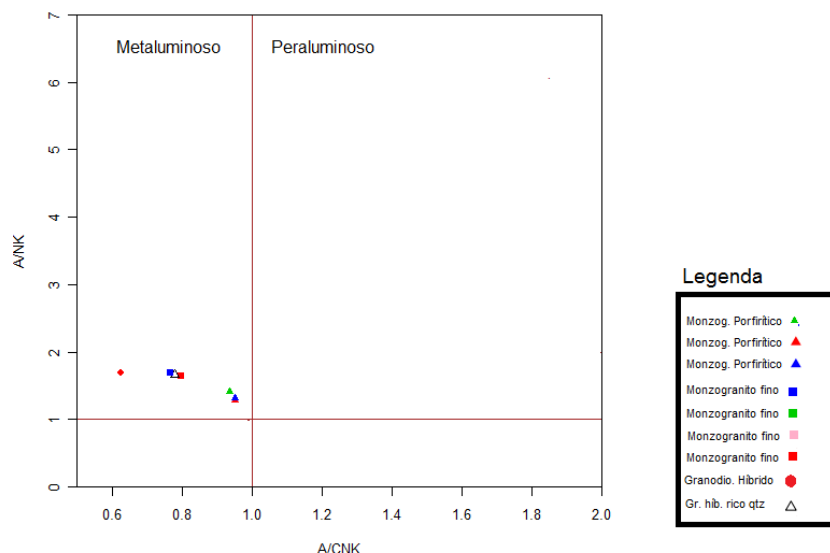
## CARACTERIZAÇÃO PETROLÓGICA E LITOGEOQUÍMICA DO BATÓLITO FORNO GRANDE, CASTELO, ESPÍRITO SANTO

### - Litogeoquímica de Rocha Total –

#### Acidez, alcalinidade e alumina-saturação

Em teor de sílica, as amostras se separam em três grupos que variam de 63,85% a 67,49% de SiO<sub>2</sub>; de 54,91% a 55,32% de SiO<sub>2</sub>; e 50,01% de SiO<sub>2</sub>. Em termos de alcalinidade, todas as amostras apresentam altos teores de álcalis, com razões K<sub>2</sub>O/Na<sub>2</sub>O sempre maiores que 1.

A percentagem de alumínio varia de 13,8% a 15,21%. As amostras apresentam destaque para o campo das metaluminosas, de acordo com o diagrama A/CNK (Figura 5) (SHAND et al., 1943).



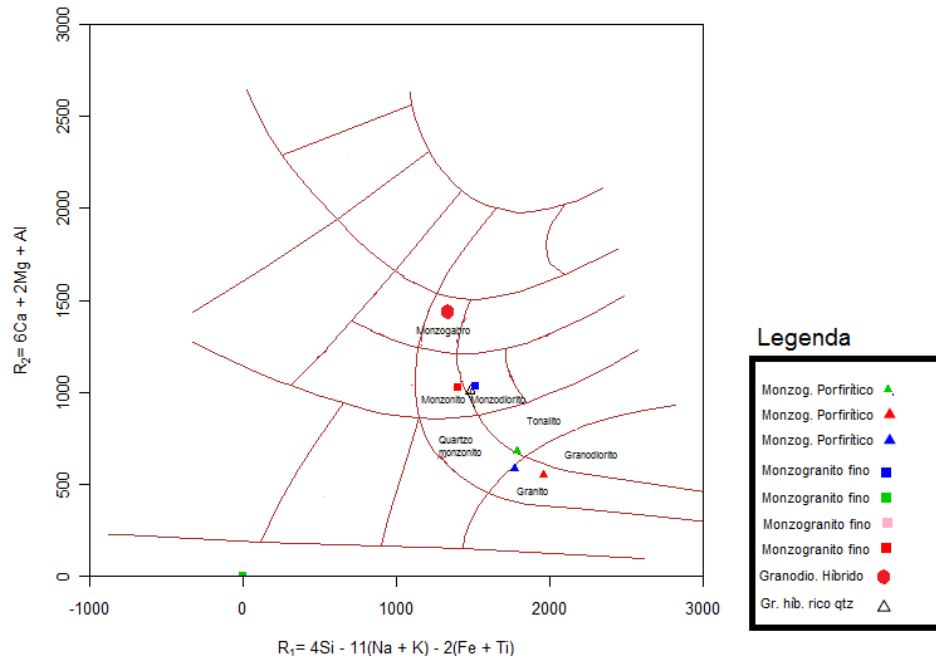
**Figura 5.** Diagrama A/CNK versus A/NK de Shand, 1943, mostrando o índice de alumina-saturação das amostras.

#### Classificação geoquímica

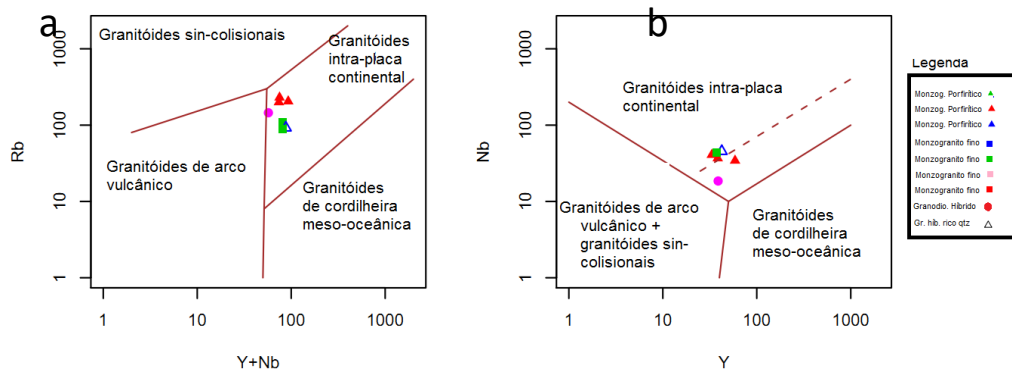
O diagrama de De La Roche et al. (1980), faz uma correlação complexa entre os teores atômicos de cálcio, magnésio e alumínio versus os teores de sílica, sódio, potássio, ferro e titânio, assim o agrupamento das amostras, de acordo com a figura abaixo, projeta no campo dos granitos, granodioritos e tonalitos; monzonitos a monzodioritos; e monzogabro (Figura 6).

#### Classificação geotectônica

Os diagramas em razão dos elementos Rb/Y+Nb e Nb/Y, mostram diferentes campos de posicionamento tectônico, indicando que a ambiência geotectônica das rochas analisadas está relacionada geneticamente a granitóides intra-placas (Figura 7) (PEARCE et al., 1984). Observe no diagrama a da figura 7 o agrupamento das amostras em três conjuntos, com o posicionamento da amostra de Granodiorito (círculo) numa posição intermediária aos outros dois conjuntos. Na figura 7 b, duas amostras se distanciam levemente das demais.



**Figura 6.** Classificação geoquímica das amostras analisadas segundo o diagrama  $R_1(6Ca + 2Mg + Al) - R_2(4Si - 11(Na + K) - 2(Fe + Ti))$  (De La Roche et al, 1980).



**Figura 7.** Diagrama proposto por Pearce et al. (1984), para classificação geotectônica de granitóides.

O diagrama da figura 8 faz a correlação por meio da relação dos elementos descritos no gráfico (R1 e R2) e posiciona as amostras de acordo com a ambiência tectônica.

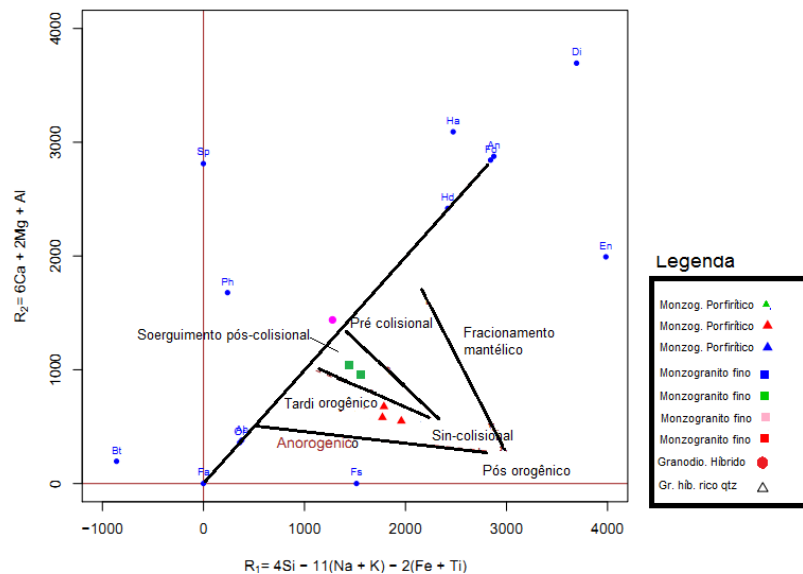
Os diagramas da figura 9 exibem análises dos padrões de Elementos Terras Raras normalizados ao condrito (NAKAMURA, 1974), e a comparação dos padrões de elementos traço normalizados aos níveis crustais inferior, crustal médio e crustal superior.

A mistura de magmas com composição química e temperaturas contrastantes força o sistema a buscar equilíbrio físico-químico, gerando texturas marcantes, associadas à diferença dos líquidos presentes no batólito. Tais magmas, podendo ser imiscíveis, e possuírem diferentes densidades, consequentemente adquiriram velocidades de fluxo distinto na câmara magmática, o que pode explicar as estruturas no campo e texturas de mistura observadas sob microscópio petrográfico.

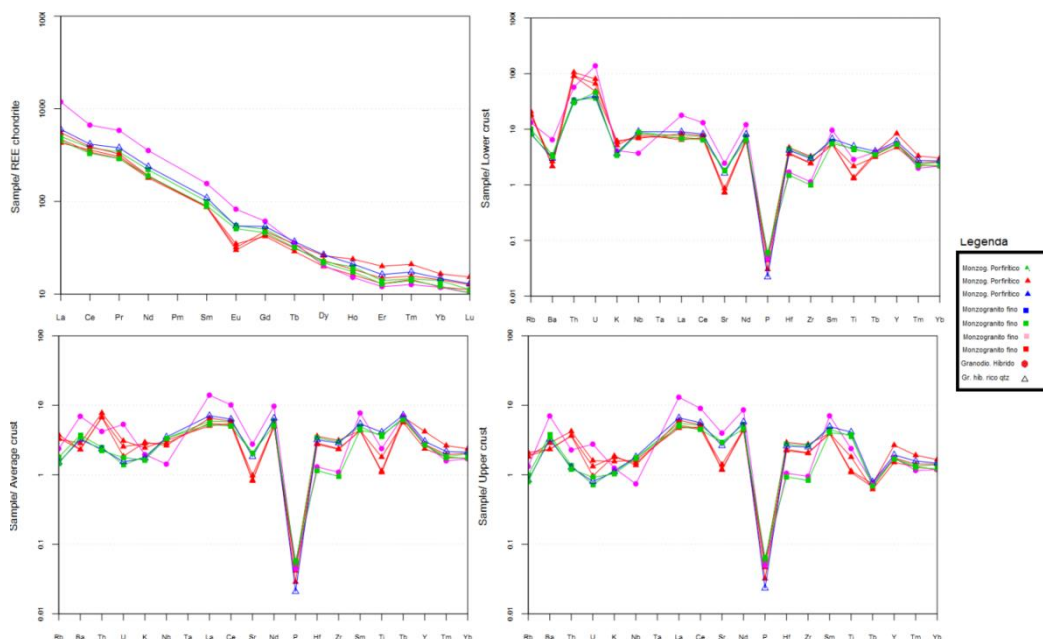
No maciço então, foram identificadas duas litofácies de composição monzogranítica, e duas litofácies de gênese por hibridação de magma félsico com magma básico. Os monzogranito constantemente englobam cristais de plagioclásio zonados, devido à diferenciação por cristalização fracionada do magma ao longo do tempo de resfriamento. No

## CARACTERIZAÇÃO PETROLÓGICA E LITOGEOQUÍMICA DO BATÓLITO FORNO GRANDE, CASTELO, ESPÍRITO SANTO

granodiorito ocorrem cristais de plagioclásio em forma ovóide, com agregados de minerais máficos ao seu entorno. Hibbard (1994) caracteriza tal feição como produto da mistura dos magmas máfico e félsico.



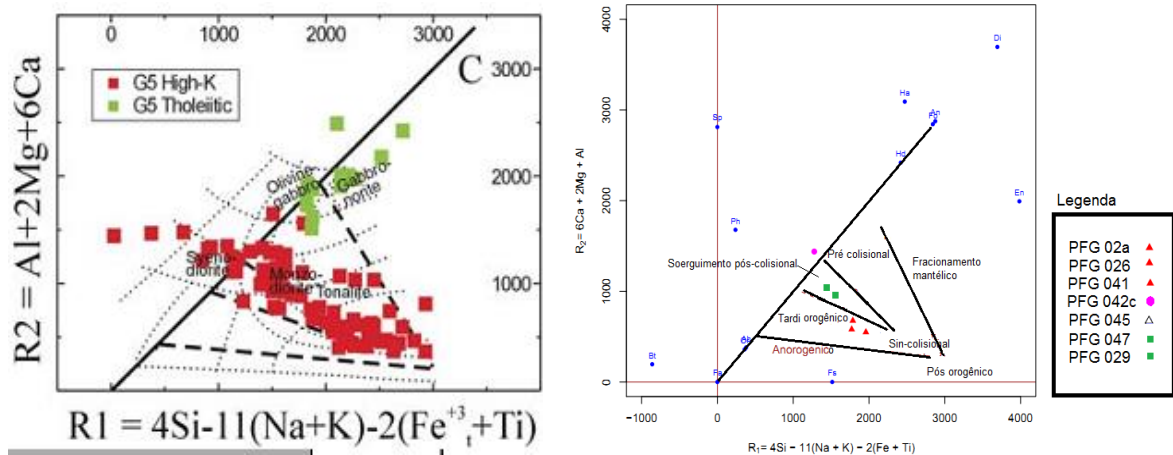
**Figura 8.** Diagrama de Batchelor & Bowden (1985) de ambiência tectônica para granitóides orogênicos.



**Figura 9.** Diagramas spider plot para Elementos Terras Raras, em comparação ao condrito normativo (NAKAMURA, 1974) (a); e elementos traço normalizados para comparação com a média da crosta inferior (WEAVER & TARNEY, 1984) (b), média (WEAVER & TARNEY, 1984) (c) e superior (TAYLOR & MCLENNAN, 1985) (d).

A figura 10 coloca em comparação o gráfico discutido por Wiedemann-Leonardos *et al*, 2002, e o gráfico gerado neste trabalho. Apesar de poucas amostras terem sido analisadas, nota-se que na tendência é para o *trend* das intrusões G5 calcio-alcálicas de alto potássio,

indicando que o resultado aqui obtido mostra-se compatível com o resultado obtido por Wiedemann-Leonardos et al. (2002).



**Figura 10.** Comparação dos resultados no diagrama de Batchelor & Bowder (1985) do batólito Forno Grande, apresentado por Wiedemann-Leonardos et al. (2002) (a), e o apresentado neste trabalho (b).

## CONCLUSÃO

O batólito Forno Grande é de uma gênese complexa, em um sistema magmático envolvendo magmas de propriedades contrastantes. A caracterização petrográfica deste maciço permite obter informações primordiais no estudo de sua evolução magmática, bem como contribuir para o entendimento de outros plutões bimodais no estado do Espírito Santo.

O batólito é composto por três litofácies graníticas, o monzogranito fino, monzogranito porfirítico e monzogranito híbrido, e uma litofácies máfica, o anfibolito. Suspeita-se que a rocha anfibolítica seja produto de mistura de magmas, com uma maior contribuição de minerais máficos em relação aos félsicos. Feições texturais de mistura são frequentemente observadas. Nas porções mais internas ao plutón observa-se agregados de minerais sobrecrecidos em borda de porfiroclastos, zonamento e deteriorização de plagioclásio, tornando-os ovóides, concentrados de hornblenda e, sob microscópio petrográfico, inclusões vermiformes de quartzo em hornblenda. Nas porções externas, a mistura mecânica se sobressai à mistura química com grandes xenólitos inseridos aos granitos.

A rocha encaixante exibe texturas deformacionais como formação de quartzo em subgrãos, estirados, e triclinização de feldspato, por consequência do metamorfismo regional.

A ambiência geotectônica do plutón insere-o no grupo dos granitóides tipo I de gênese pós-colisional relativa ao ciclo Brasileiro, de caráter de intra-placa continental, alojado em profundidade crustal inferior à média. As análises de litogeoquímica e geologia isotópica podem contribuir para o entendimento de modelos mais robustos de ambientação tectônica, bem como modelos petrogenéticos e idades modelos a partir de sistemas Sr-Nd.

## REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

ALKMIN, F. F., MARSHAK, S., PEDROSA-SOARES, A. C., PERES, G. G., CRUZ, S. C. P., WHITTINGTON, A. **Kinematic evolution of the Araçuaí-West Congo orogen in Brazil**

## **CARACTERIZAÇÃO PETROLÓGICA E LITOGEOQUÍMICA DO BATÓLITO FORNO GRANDE, CASTELO, ESPÍRITO SANTO**

**and Africa: Nutcracker tectonics during the Neoproterozoic assembly of Gondwana.** *Precambrian Research* 149 43–64. 2006.

ALKMIN, F. F., PEDROSA-SOARES, A. C., NOCE, C. M., CRUZ, S. C. P. **Sobre a evolução tectônica do Orógeno Araçuaí-Congo Ocidental.** *Revista Geonomos* 15(1): 25 – 43. 2007.

ALMEIDA, F. F. M. **O Cráton do São Francisco.** *Revista Brasileira de Geociências* 7(4): 349-364. 1997.

BATCHELOR, R. A., BOWDEN, P. **Petrogenetic interpretation of granitoid rock series using multi-cationic parameters.** *Chem Geol* 48: 43-55. 1985.

DE CAMPOS, C., MENDES, J. C., LUDKA, I. P., MEDEIROS, S. R., COSTA-DE-MOURA, J., WALFASS, C. M. **A review of the brasiliano magmatism in southern Espírito Santo, Brazil, with emphasis on post-collisional magmatismo.** *Journal of the Virtual Explorer, Electronic Edition, ISSN 1441-8142*, 17. 2004.

DE LA ROCHE, H., LETERRIER, J., GRANDCLAUDE. P., MARCHAL, M. **A classification of volcanic and plutonic rocks using R1R2- diagram and major element analyses - its relationships with current nomenclature.** *Chem Geol* 29: 183-210. 1980.

FILHO, C. C., CHIODI, D. K. **Desenvolvimento de estudos para elaboração do plano duodecenal (2010 - 2030) de geologia, mineração e transformação mineral.** Projeto de assistência técnica ao setor de energia – MME. J. Mendo Consultoria. Contrato nº 48000.003155/2007-17. 2009.

HASUI, Y., CARNEIRO, C. D. R., COIMBRA, A. M. **The Ribeira Fold Belt.** *Revista Brasileira de Geociências*, 5: 257-266. 1975.

MIDDLEMOST, E. A. K. *Magmas And Magmatic Rocks: An Introduction To Igneous Petrology.* 1985.

NAKAMURA, N. **Determination of REE, Ba, Fe, Mg, Na and K in carbonaceous and ordinary chondrites.** *Geochim Cosmochim Acta* 38: 757-775. 1974.

NOCE, C. M., PEDROSA-SOARES, A. C., SILVA, L. C., ALKMIN, F. F. O. **Embasamento arqueano e paleoproterozóico do Orógeno Araçuaí.** *Revista Geonomos* 15(1): 17 – 23. 2007.

VAUCHEZ, A., EGYDIO-SILVA, M., BABINSKI, M., TOMMASI, A., UHLEIN, A. & LIU, D. **Deformation of a pervasively molten middle crust: insights from the Neoproterozoic Ribeira-Araçuaí orogen (SE Brazil).** *Terra Nova*, 19: 278-286. 2007.

HEILBRON M., PEDROSA-SOARES A. C., NETO M. C. C., SILVA L. C., TROUW R. A. J., JANASI, V. A. **Província Mantiqueira.** In: *Geologia do Continente Sul Americano: Evolução da obra de Fernando Marques de Almeida.* Cap. XIII. São Paulo. 2007.



- HIBBARD, M. J. *Petrography to Petrogenesis*. Macmillan Pub Co; 1st edition.
- IRVINE, T. M., BARAGAR, W. R. A guide to the chemical classification of common volcanic rocks. *Canada J Earth Sci* 8: 523-548. 1971.
- PEARCE, J. A., HARRIS, N. W., TINDLE, A. G. **Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks**. *Journal of Petrology* 25: 956-983. 1984.
- PEDROSA-SOARES, A. C., NOCE, M. C., WIEDEMANN, C.M., PINTO, C. P. **The Araçuaí-West-Congo Orogen in Brazil: an overview of a confined orogen formed during Gondwanaland assembly**. *Precambrian Research* 110 307–323. 2001.
- PEDROSA-SOARES, A. C., NOCE, C. M., ALKMIN, F. F., DA SILVA, L. C., BABINSKY, M., CORDANI, U., CASTAÑEDA, C. **Orógeno araçuai: síntese do conhecimento 30 anos após Almeida 1977**. *Revista geonomos* 15(1): 1 – 16. 2007.
- SHAND, S. J. **Eruptive Rocks**. 1943.
- STRECKEISEN, A. **Classification and nomenclature of igneous rocks**. *Nues Jarbuch fur Mineralogie Abhandlungen*, v. 107, p. 144-240. 1967.
- TAYLOR, S. R., MCLENNAN, S. M. **The geochemical evolution of the continental crust**. *Reviews in Geophysics* 33: 241-265. 1995.
- TEIXEIRA-SILVA, C. M. **O sistema transcorrente da porção sudeste do Orógeno Araçuaí e norte da Faixa Ribeira: Geometria e significado tectônico**. *Contribuição às Ciências da Terra Série D*. Vol. 25(38). 2010.
- WEAVER, B. L., TARNEY, J. **Empirical approach to estimating the composition of the continental crust**. *Nature* 310: 575-577. 1984.
- WERNICK, E. **Rochas magmáticas conceitos fundamentais e classificação modal, química, termodinâmica e tectônica**. Unesp. 2004.
- WIEDEMANN-LEONARDOS, C. M., LUDKA, I. P., MEDEIROS, S. R., MENDES, J. C., COSTA-DE-MOURA, J. **Arquitetura de plutons zonados da Faixa Araçuaí-Ribeira**. *Revista Geonomos* 8 (1): 25-38. 2002.
- WIEDEMANN, C. M., MEDEIROS, S. R., LUDKA, I. P., MENDES, J. C., COSTA-DE-MOURA, J. **Architecture of Late Orogenic Plutons in the Araçuaí-Ribeira Fold Belt, Southeast Brazil**. *Gondwana Research*, V 5, No. 2, pp. 381-399. 2002.



## Capítulo 2

### CARACTERIZAÇÃO PETROGRÁFICA, MINERALÓGICA E MICROTTECTÔNICA DOS CHARNOKITÓIDES DA SUÍTE SÃO JOÃO DO PARAÍSO NA REGIÃO DE ITAPERUNA – NOROESTE DO RJ

*Deise Fernanda Alves de Moura<sup>1</sup>, Rodson de Abreu Marques<sup>1</sup>, Amanda Silva Abreu<sup>1</sup>,  
Marilane Gonzaga de Melo<sup>1</sup>, Fernanda Setta Duarte<sup>2</sup>*

**RESUMO.** O presente trabalho apresenta a caracterização petrográfica e microtectônica dos litotipos da Suíte São João do Paraíso do Domínio Cambuci inserida na porção central da Faixa Ribeira. A área localiza-se na divisa entre os Estados do Rio de Janeiro e Espírito Santo, mais especificamente entre os municípios de São José do Calçado (ES) e São João do Paraíso (RJ). Em escala de afloramento essas rochas caracterizam-se por serem leucocráticas e em alguns locais possuem texturas migmatíticas, como tipo agmática, schlieren e schollen. A compilação dos dados estruturais resultou em foliação com direção principal NE-SW, compatível com a foliação regional. Através de descrições microscópicas, identificou-se composicionalmente a ocorrência de dois grupos de rochas: os metagranitóides (metasienogranitos, metamonzogranito, metagranodioritos e metatonalitos) e os charnockitoides (charnockitos e enderbitos). A análise microtectônica desses litotipos permitiu reconhecer regime de deformação dúctil sendo a recristalização dinâmica o principal mecanismo deformacional atuante nessas rochas. A ocorrência de algumas características microestruturais como recristalização dinâmica do plagioclásio formando novos grãos; presença de antipertitas; recristalização estática dos feldspatos formando agregados poligonais monominerálicos; e granada estirada, permite afirmar que a deformação ocorreu sob condições de alta temperatura. A presença de minerais como granada, sillimanita e espinélio indica que os granitóides da Suíte São João do Paraíso são rochas de protólito sedimentar, neste caso, formadas a partir da fusão parcial de metapelitos. Além disso, a ocorrência desses minerais e do ortopiroxênio indicam que o metamorfismo atingiu fácies granulito.

**PALAVRAS-CHAVE.** Faixa Ribeira; Suíte São João do Paraíso; Petrografia; Microtectônica.

## INTRODUÇÃO

As regiões Norte do Rio de Janeiro e Sul do Espírito Santo estão no contexto geológico da Faixa Ribeira, que compreende um complexo cinturão de dobramentos e empurrões gerado no Neoproterozóico/Cambriano, durante a Orogênese Brasileira, na borda sul/sudeste do Cráton do São Francisco (BARBOSA, 1966; ALMEIDA, 1977).

<sup>1</sup>Departamento de Geologia da Universidade Federal do Espírito Santo (CCENS-UFES) – Alegre, ES, Brasil

<sup>2</sup>Faculdade de Geologia – Universidade do Estado do Rio de Janeiro – Rio de Janeiro – RJ, Brasil

## **CARACTERIZAÇÃO PETROGRÁFICA, MINERALÓGICA E MICROTTECTÔNICA DOS CHARNOKTÓIDES DA SUÍTE SÃO JOÃO DO PARAÍSO NA REGIÃO DE ITAPERUNA – NOROESTE DO RJ**

O segmento central da Faixa Ribeira é constituído por quatro unidades tectônicas principais, limitadas por empurrões ou zonas de cisalhamento dúcteis oblíquas de alto ângulo: Terrenos Ocidental, Oriental, Paraíba do Sul, e Cabo Frio (HEILBRON et al., 2000, 2004). O contexto tectônico da área estudada localiza-se na porção Central da Faixa Ribeira, mais especificamente, está inserida no Domínio Cambuci, Terreno Oriental. Trata-se da Suíte São João do Paraíso.

O magmatismo granítico é bastante expressivo por toda a Faixa Ribeira. A caracterização adequada e o entendimento do significado desse magmatismo são parte fundamental de qualquer modelo evolutivo para a Faixa. Nesse contexto, foram realizados diversos trabalhos geológicos na área, abordando temas como petrologia, geoquímica, geocronologia, tectônica, entre outros (MACHADO et al., 1996; TUPINAMBÁ, 1999; VALLADARES et al., 2000).

Apesar da grande quantidade de trabalhos publicados sobre a Faixa Ribeira, as suítes graníticas presentes na porção norte do estado do Rio de Janeiro e sul do estado do Espírito Santo apresentam baixa densidade de informações geológicas, sendo, portanto, necessários estudos de maior detalhe a respeito das mesmas. Dessa forma, a análise microtectônica possui grande importância, pois permite a reconstrução da história estrutural e metamórfica das rochas, melhorando a compreensão da estruturação da Faixa em estudo.

O presente trabalho visou caracterizar um conjunto de granitóides sin-colisionais denominado Suíte São João do Paraíso, justificando-se pela necessidade de trabalhos mais detalhados a respeito desses granitóides e pela escassez de dados microtectônicos nos estudos efetuados nessa região.

### **LOCALIZAÇÃO E VIAS DE ACESSO**

A área de estudo situa-se nas porções norte / noroeste do Estado do Rio de Janeiro e sul do Espírito Santo, entre as coordenadas UTM aproximadas de 188000 e 240000 W e 7619000 e 7676000 S (Figura 1). Abrange parte dos municípios fluminenses de Bom Jesus do Itabapoana, Itaperuna, São José de Ubá, Cambuci, Italva, São Fidélis, Cardoso Moreira e dos municípios capixabas de São José do Calçado, Bom Jesus do Norte e Apiacá.

A partir da cidade do Rio de Janeiro, o acesso à região é feito pela BR-101 até o município de Campos dos Goytacazes. Segue-se pela RJ-158 até os municípios de Cambuci e São Fidelis. Pela RJ-234 até Italva e RJ-198 até São José de Ubá e Itaperuna.

### **REVISÃO BIBLIOGRÁFICA/GEOLOGIA REGIONAL**

A Faixa Ribeira, pertencente à Província Mantiqueira, estende-se no rumo NE-SW por cerca de 1.400 km transicionando a nordeste para a Faixa Araçuaí (PETERNEL et al. 2005). Sua evolução está ligada a subducção para SE da paleoplaca Sanfranciscana e posterior colisão desta com a microplaca da Serra do Mar e o paleocontinente do Congo durante a Orogênese Brasileira (HEILBRON et al., 2000).

O segmento central da Faixa Ribeira é constituído por quatro terrenos tectono-estratigráficos (no sentido de HOWELL, 1989) imbricados para NW/W, em direção ao Cráton do São Francisco: Ocidental (margem são franciscana retrabalhada), Klippe Paraíba do Sul, Terreno Oriental e Terreno Cabo Frio (HEILBRON et al., 2000)

#### Unidades litológicas do Domínio Cambuci

As unidades descritas a seguir foram baseadas em diversos autores (TUPINAMBÁ et al., 2007; HEILBRON et al., 2004). Entretanto, a bibliografia principal é de Duarte (2012), pois se trata do trabalho de mapeamento mais recente realizado na área em estudo.

O Domínio Cambuci (Terreno Oriental) é constituído de três grandes unidades: sequência de rochas metavulcanossedimentares Neoproterozóicas do Grupo Bom Jesus do Itabapoana; conjunto de rochas ortoderivadas de composições diversas (dioritos a tonalitos, quartzo dioritos a quartzo sienitos, gabros e noritos) do Complexo Serra da Bolívia de idade Neoproterozóica, relacionado à etapa de transição do período pré- ao período sin-colisional da Orogênese Brasileira; e charnockitos/granulitos charnockíticos e leucogranitos/leucognaisses da Suíte São João do Paraíso

O Domínio Cambuci está justaposto tectonicamente ao Domínio Juiz de Fora (Terreno Ocidental). O contato é representado por uma zona de cisalhamento de baixo a médio ângulo, fortemente dobrada. Este compartimento só aflora da região central do Estado do Rio de Janeiro para norte, e se estende para o Estado do Espírito Santo (TUPINAMBÁ et al., 2007).

Assim como nos outros compartimentos tectônicos do Terreno Oriental, no Domínio Cambuci não foram encontrados registros de rochas do embasamento pré-1,7 Ga. A porção meta-vulcano-sedimentar da Klippe Cambuci é representada pela Unidade Cambuci. A porção superior da unidade é constituída por um gnaisse que se caracteriza por uma alternância entre níveis máficos e félsicos em várias espessuras, de lâminas a camadas métricas. Outra parte da unidade é representada por um gnaisse migmatítico, contendo granada e biotita em abundância e, localmente, sillimanita.

Em posição tectono-estratigráfica inferior no Domínio Cambuci são encontrados dois complexos plutônicos gnaissificados: os complexos São Primo e Serra da Bolívia. Predominam nestes complexos ortognaisses de grão médio a grosso, inequigranulares a porfiríticos, com pequenos cristais de hornblenda ou biotita em matriz quartzo-feldspática. São encontrados gabros (hornblenda gabronoritos), dioritos e quartzo dioritos, tonalitos, monzodioritos e quartzo-monzodioritos, e monzogranitos (TUPINAMBÁ et al., 2007).

A Suíte São João do Paraíso corresponde a corpos plutônicos de estrutura claramente diatexítica, dada pelo predomínio de porções leucossomáticas sobre aquelas meso e melanossomáticas, pela presença abundante de estruturas prévias (foliações, bandamentos) descontínuas e rompidas e de enclaves de rochas de composições variadas e refratárias, como, por exemplo, anfibolitos, rochas calcissilicáticas, rochas metaultramáficas, biotita gnaisses e granada-biotita gnaisses (DUARTE et al., 2012). Esse conjunto foi considerado por Costa et al. (1978a, 1978b) como parte das Unidades Vista Alegre e São João do Paraíso e, posteriormente, por Tupinambá (1983a, 1983b) como Leucocharnockito São João do Paraíso.

Essa unidade compreende de uma forma geral, leucocharnockitos/leucogranulitos charnockíticos a enderbíticos verdes e leucogranitos/leucognaisses graníticos a tonalíticos branco a rosados. Embora ocorram por todo o Domínio Cambuci, os corpos maiores estão localizados na porção basal desse domínio, junto ao contato com o Domínio Juiz de Fora (DUARTE et al., 2012).

As rochas dessa Suíte são resultantes da cristalização de magma gerado pela fusão parcial, em graus variados, muitas vezes avançado, dos gnaisses da Unidade Cambuci - Grupo Bom Jesus do Itabapoana (DUARTE et al., 2012).

### Geologia Estrutural e Metamorfismo

A maior parte das estruturas dúcteis e dúctil-rúpteis foi gerada no Neoproterozóico como resultado dos efeitos das diferentes etapas da colagem Brasileira. A convergência Neoproterozóica a Cambriana-Ordovicianiana nesses Terrenos da Faixa Ribeira (Terrenos Ocidental e Oriental) pode ser subdividida em três etapas principais: a) deformação D1+D2,

## **CARACTERIZAÇÃO PETROGRÁFICA, MINERALÓGICA E MICROTTECTÔNICA DOS CHARNOKTÓIDES DA SUÍTE SÃO JOÃO DO PARAÍSO NA REGIÃO DE ITAPERUNA – NOROESTE DO RJ**

de idade 595-565 Ma e de caráter pervasivo em todos os compartimentos tectônicos; b) deformação D3, de idade ca. 535-510 Ma, que, embora não sendo a deformação mais pervasiva, é responsável pelo arcabouço estrutural dos diferentes domínios do Terreno Oriental na região de Itaperuna; c) deformação D4, de idade de ca. 510-480 Ma, claramente tardia e de características semelhantes para todos os compartimentos tectônicos (HEILBRON et al. 2000; DUARTE et al. 2012).

A deformação principal (D1 + D2), contemporânea com estágio metamórfico M1, é consistente com um modelo de colisão oblíqua (NW / W com convergência para o SFC) com o desenvolvimento das estruturas mais penetrantes e texturas (por exemplo, empurrões, dobras, foliação principal, estiramento e lineações minerais) como consequência da pressão de empilhamento dos diferentes domínios tectônicos (HEILBRON et al., 2000).

A deformação compressiva tardia (D3) gerou dobras subverticais e zonas de cisalhamento transpressivas de trend NE com estágio metamórfico M2. Dobras D3 relevantes em escala de mapa são: a sinforme Paraíba do Sul, a antiforme Rio de Janeiro e a zona de cisalhamento transpressiva Paraíba do Sul, expressa por uma zona milonitizada ocorrendo ao longo da zona de charneira da sinforme Paraíba Sul por dezenas de quilômetros (HEILBRON et al. 2000).

A deformação (D4), provavelmente associada ao resfriamento e processo de colapso do orógeno. Essa deformação gerou zonas de cisalhamento subverticais com trend NW-SE a WNW-ESE, ortogonal à extensão do orógeno, associadas a dobras de arrasto que giram as foliações previamente formadas. As espessuras dessas zonas variam desde a escala milimétrica até dezenas de metros e sua extensão varia de 2 a 18 km, sendo, em média, de 5 a 6 km. Por estas características, considera-se que D4 desenvolveu-se em níveis crustais mais rasos e sob condições mais frias do que aquelas das fases que a precederam (DUARTE et al., 2012).

Os conjuntos de zonas de cisalhamento D3 e D4 atuaram como condutos magmáticos para a ascensão de granitos tarde-colisionais a pós-tectônicos (HEILBRON et al., 2000)

## **METODOLOGIA**

Nesta etapa foi realizado, primeiramente, o levantamento bibliográfico (artigos em periódicos, dissertações e teses) referente à geologia da Faixa Ribeira, dando ênfase à ocorrência de rochas granitóides diatexiticas sin-tectônicas do Domínio Cambuci, mais especificamente a Suíte São João do Paraíso. Também foi consultado o mapa geológico da região (Folha Itaperuna 1:100.000 elaborado pela CPRM).

A etapa de campo foi realizada por docentes, pesquisadores e alunos da graduação do Curso de Geologia da UERJ durante as atividades de campo referentes à disciplina Estágio de Campo II. Foram coletadas amostras representativas dos diferentes litotipos presentes na área alvo para posterior confecção de lâminas.

A análise petrográfica e a Microtectônica Foi realizada a descrição petrográfica de 18 lâminas delgadas (pertencentes ao acervo da FGEL/UERJ) em microscópio de luz transmitida com ênfase nas feições microtectônicas. Para tal foram analisadas texturas, estruturas, composição mineralógica e relações de contato. Posteriormente utilizou-se a contagem modal para classificar as rochas através do diagrama QAP.

Os dados estruturais de foliação e lineação medidos em campo foram organizados em planilhas eletrônicas e analisados no software RockWorks 15 pela ferramenta planes/ stereonet diagram.

## **RESULTADOS E DISCUSSÕES**

Na literatura, as rochas em estudo podem receber diversificadas classificações, sendo comum encontrar o mesmo conjunto de rochas classificado como gnaisses graníticos, ou como granitos gnaissificados e até como gnaisses migmatíticos ou granitos anatéticos. Essa diferença ocorre, pois tratam-se de granitóides sin-tectônicos, ou seja, metamorfisados, mas ainda mantêm aspectos de rochas ígneas. Portanto, cada autor adota a classificação mais conveniente para o seu estudo. No presente trabalho adotou-se a classificação de granitos gnaissificados, pois aborda algumas características de granitóides sin-tectônicos.

Segundo Winter (2001), granitóides tipo-S são ricos em biotita, e normalmente contém cordierita. Também podem ser compostos por muscovita, andalusita, sillimanita e granada. O óxido comumente presente é ilmenita. São rochas peraluminosas e a composição química sugere que elas foram produzidas por fusão parcial de rochas sedimentares peraluminosas.

### Aspectos De Campo e Estrutural

Os leucogranitos da Suíte São João do Paraíso são encontrados comumente em afloramentos do tipo pedreiras, mas também ocorrem em lajedos, cortes de estradas e blocos rolados. Nessas exposições as rochas apresentam grau de intemperismo variado.

Esses granitóides estão gnaissificados, são leucocráticos, heterogêneos e possuem foliação. Quando ocorrem associados a zonas de cisalhamento, exibem texturas miloníticas. Devido à gênese dessas rochas, relacionada a fusão parcial, comumente são observadas texturas migmatíticas, como tipo agmática (Figura 1 A), schlieren (Figura 1 B) e scholen.

**CARACTERIZAÇÃO PETROGRÁFICA, MINERALÓGICA E MICROTTECTÔNICA DOS CHARNOKTÓIDES DA SUÍTE SÃO JOÃO DO PARAÍSO NA REGIÃO DE ITAPERUNA – NOROESTE DO RJ**



**Figura 1.** Textura migmatítica: A) Tipo agmática; B) Tipo schlieren.

A constituição mineralógica é dada por: ortoclásio, microclina, plagioclásio, quartzo, biotita, granada, ortopiroxênio, hornblenda, zircão, mineral opaco; muscovita, carbonato e clorita são fases secundárias. Granada e hornblenda nem sempre estão presentes; o ortopiroxênio ocorre apenas nas composições charnockíticas a enderbíticas. Clinopiroxênio e sillimanita raramente ocorrem.

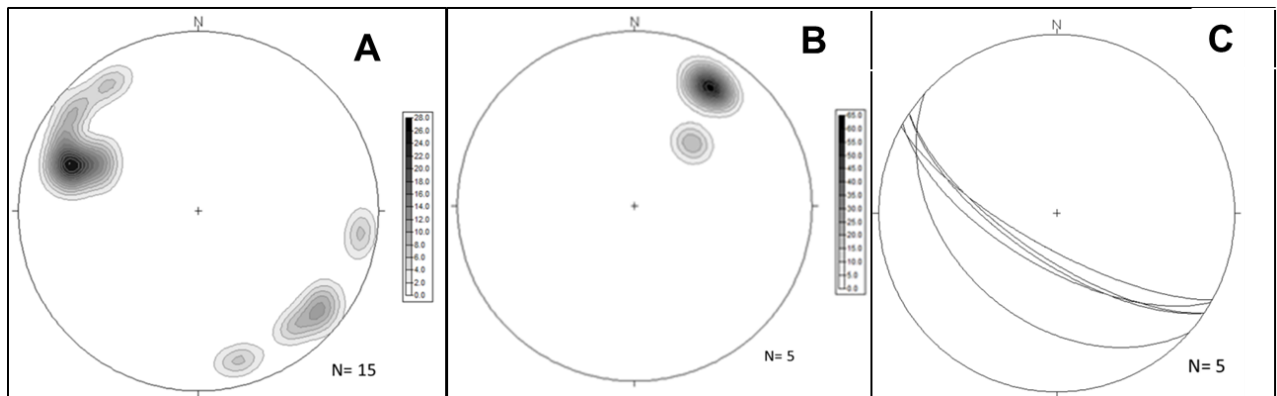
Frequentemente observa-se bandamento composicional marcado pela alternância de níveis milimétricos a centimétricos de composição quartzo-feldspática com níveis de mesma espessura compostos principalmente por biotita. Na média geral os bandamentos estão orientados para 310/75 e seguem o padrão de orientação regional. Porfiroblastos de granada arredondada e plagioclásio euédrico são constantes atingindo até 5 centímetros.

Para complementar as informações de campo foi feito um breve estudo sobre as características estruturais das rochas em estudo. A área onde ocorre essas rochas é caracterizada por deformação de regime dúctil.

O estereograma das foliações (Figura 2 A) mostra uma direção principal NE-SW, com alto a médio ângulo de mergulho para SE, sendo essa representada pela foliação regional do Domínio Cambuci. Observa-se também a presença subordinada de planos com direção NNE-SSW com mergulho de alto ângulo para NW.



O estereograma das lineações (Figura 2B, C) mostra direção preferencial NW-SE, também compatível com a direção descrita para o Domínio Cambuci.



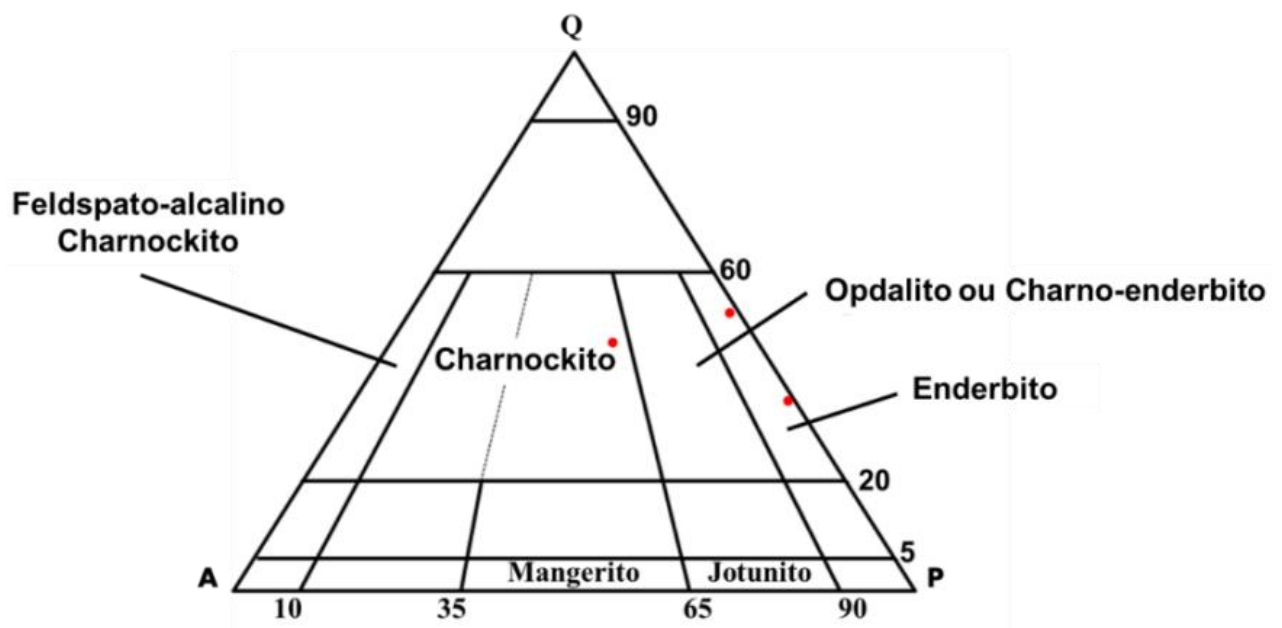
**Figura 2.**Estereogramas: A) Foliações; B) e C) Lineações. N= número de medidas realizadas.

### Petrografia

As descrições microscópicas permitiram individualizar dois grupos de rochas: metagranitoides e charnockitoides. O grupo dos metagranitoides é composto por metasienogranitos, metamonzogranitos, metagranodioritos e metatonalitos, já os charnockitoides incluem charnockitos e enderbites.

### Charnockitoides

Os charnockitos possuem composição granítica e tonalítica e são caracterizados pela ocorrência de ortopiroxênio (hiperstênio). Através da composição mineralógica essas rochas foram classificadas no diagrama QAP. Foi possível identificar uma variação, ocorrendo charnockito e enderbites (Figura 3).



**Figura 3.** Diagrama QAP (Le Maitre, 1989).

### Charnockito

## CARACTERIZAÇÃO PETROGRÁFICA, MINERALÓGICA E MICROTTECTÔNICA DOS CHARNOKTÓIDES DA SUÍTE SÃO JOÃO DO PARAÍSO NA REGIÃO DE ITAPERUNA – NOROESTE DO RJ

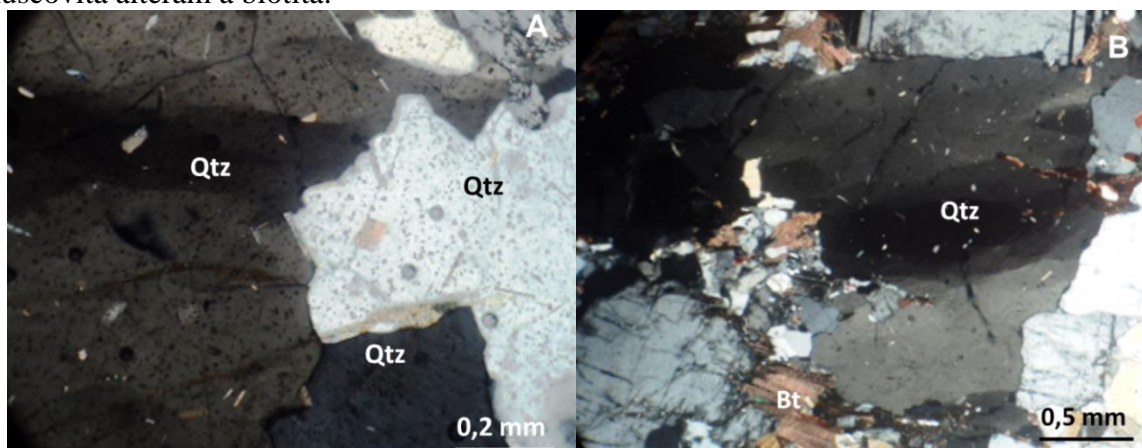
O charnockito é uma rocha inequigranular com granulação variando de fina a média (0,1 - 3,5 mm). Possui textura granolepidoblástica marcada pelos cristais equigranulares de quartzo e feldspato intercalados aos cristais de biotita. Possui foliação incipiente marcada pela orientação de biotita.

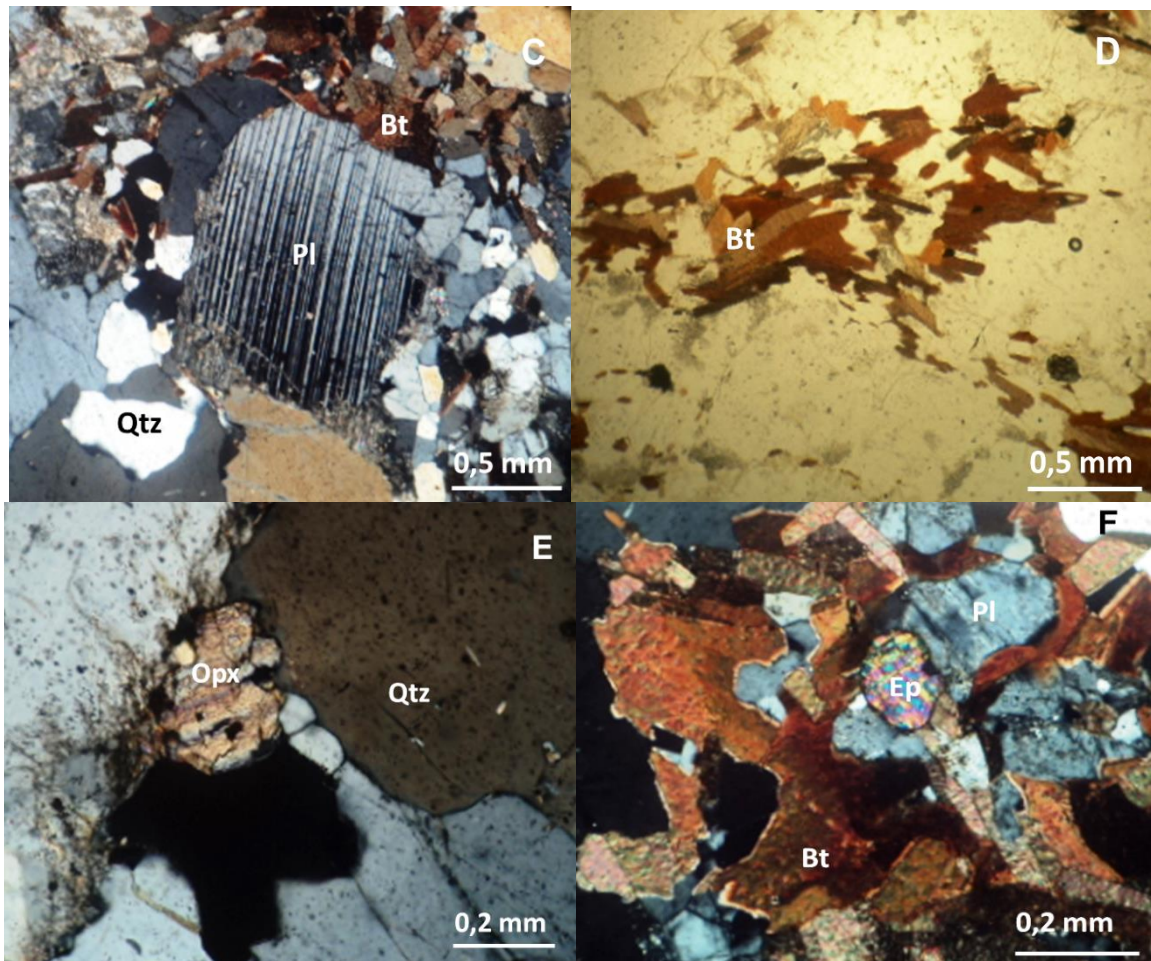
O quartzo compõe aproximadamente 35% da rocha, possui granulação variando de fina a média (0,25 - 3,5 mm) e forma xenoblástica. Os contatos entre grãos são principalmente interlobados (Figura 4 A). A maioria dos grãos apresenta extinção ondulante (Figura 4 B), alguns destes estão estirados.

O plagioclásio compõe aproximadamente 27% da rocha, os grãos são hipidioblásticos a xenoblásticos, sua granulação varia de fina a média (0,2 - 1,5 mm). Observa-se macla polissintética evanescente. Alguns grãos estão alterando para sericita (Figura 4 C). A microclina compõe aproximadamente 15% da rocha, possui granulação variando de fina a média (0,5 - 2,5 mm) e forma hipidioblástica. Alguns grãos formam textura de intercrescimento pertítico. Comum observar mirmequitas nos contatos entre os grãos de plagioclásio e microclina.

A biotita compõe cerca de 12% da rocha, os cristais possuem pleocroísmo em tons avermelhados (Figura 4 D), granulação fina a média (0,1 - 1,25 mm) e forma hipidioblástica. Os grãos apresentam-se levemente orientados na direção da foliação. Observa-se alteração da biotita para clorita. O ortopiroxênio compõe aproximadamente 2% da rocha, possui granulação fina (grãos variando de 0,2 - 0,3 mm) e forma xenoblástica. As cores de interferência chegam a segunda ordem (Figura 4 E).

Os minerais acessórios presentes no charnockito são zircão, epidoto e minerais opacos. Apresentam características em comum como granulação fina e forma xenoblástica, juntos perfazem aproximadamente 3% da rocha. Epidoto e minerais opacos comumente estão associados à biotita (Figura 4 F), o zircão ocorre na forma de inclusões, principalmente no plagioclásio. Clorita, muscovita e sericita ocorrem como minerais secundários e representam aproximadamente 7% da rocha. Em geral possuem forma xenoblástica e granulação fina. A sericita é produto de alteração do plagioclásio, e pode ocorrer preenchendo fraturas. Clorita e muscovita alteram a biotita.





**Figura 4.** A) Grãos de quartzo com contato interlobados (LP); B) Quartzo com extinção ondulante (LP); C) Plagioclásio com macla evanescente parcialmente alterado para sericita (LP); D) Cristais hipidiomórficos de biotita (LN); E) Cristal de ortopiroxênio (LP); F) Epidoto associado a biotita (LP).

### Enderbitito

O enderbitito é uma rocha inequigranular com granulação variando de fina a média (0,1 - 2,5 mm), possui textura granolepidoblástica marcada pelos cristais de quartzo equigranulares intercalados aos cristais de biotita. A foliação é marcada pela orientação dos cristais de biotita e piroxênio além de quartzo e granada estirados (Figura 5 A).

O quartzo compõe entre 22 e 30% da rocha, possui granulação fina (0,1 - 0,75 mm) e forma xenoblástica. Os contatos entre grãos são principalmente interlobados (Figura 5 B), mas também ocorrem contatos poligonais formando junções tríplices. É comum observar extinção ondulante nos grãos de quartzo, principalmente em alguns que estão estirados.

O plagioclásio perfaz entre 28 e 32% da rocha, os cristais ocorrem com forma xenoblástica a hipidioblástica e a granulação varia de fina a média (0,1 - 1 mm). Os contatos são principalmente interlobados, além de poligonais, formando junções tríplices em 120° (Figura 5 C). É comum encontrar macla polissintética evanescente (Figura 18 D). Presença de subgrãos e novos grãos formados por mecanismo de rotação de subgrãos (Figura 5 E).

A biotita compõe entre 15 e 19% da rocha, possui granulação fina (<0,1 - 0,75 mm) e forma hipidioblástica. O pleocroísmo varia deste amarelo claro até tons acastanhados ou avermelhados. Os cristais estão levemente orientados na direção da foliação.



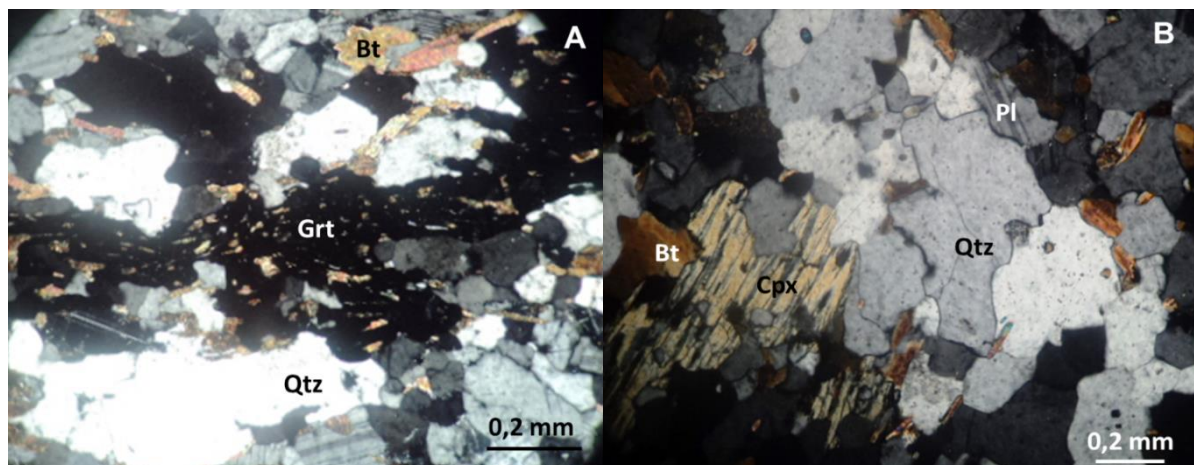
## CARACTERIZAÇÃO PETROGRÁFICA, MINERALÓGICA E MICROTTECTÔNICA DOS CHARNOKTÓIDES DA SUÍTE SÃO JOÃO DO PARAÍSO NA REGIÃO DE ITAPERUNA – NOROESTE DO RJ

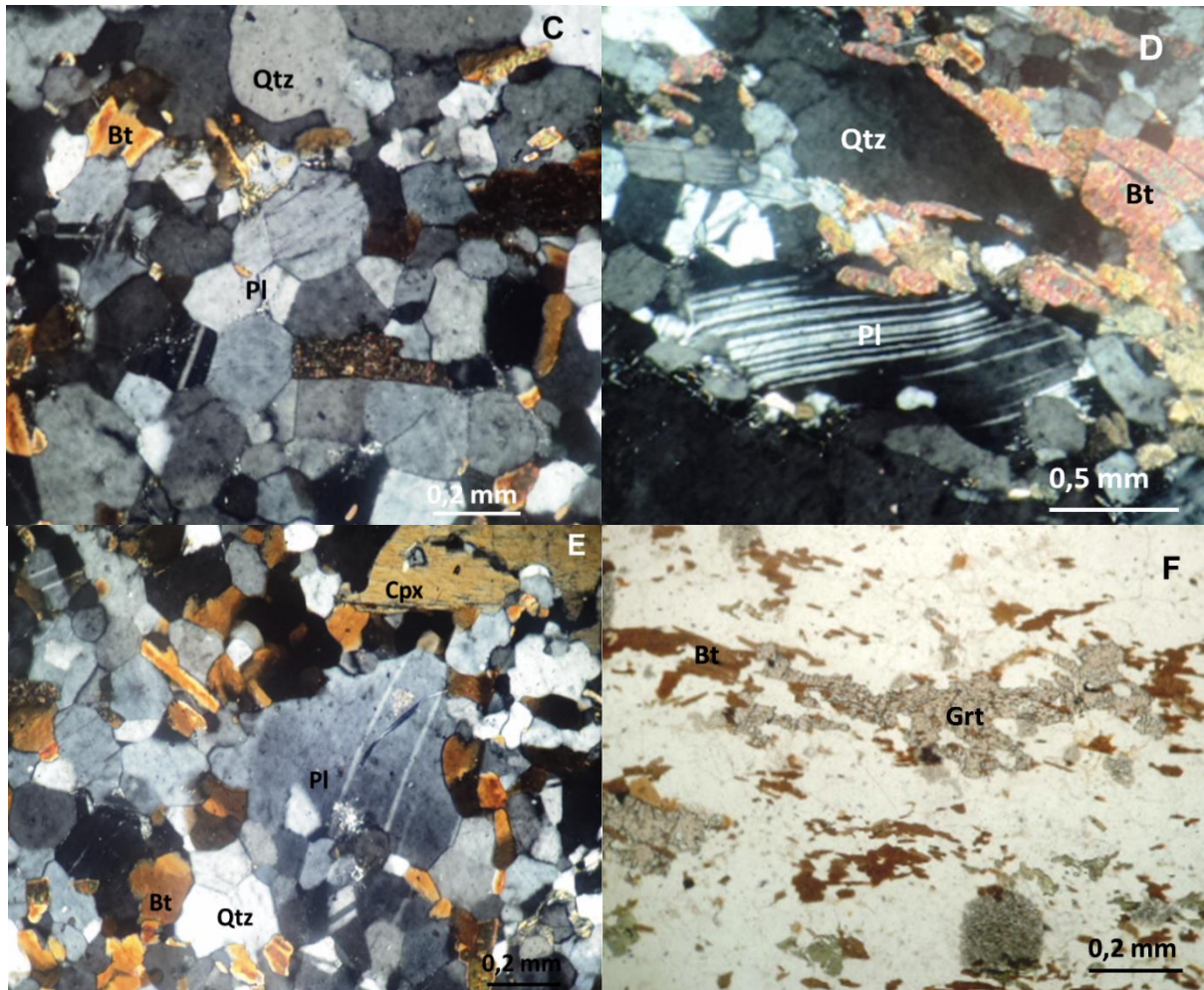
A granada compõe aproximadamente 5% da rocha, possui granulação variando de fina a média (0,25 – 2,5 mm) e forma xenoblástica. Alguns cristais ocorrem estirados. A granada exibe textura poiquiloblástica, representada pelas inclusões de biotita (Figuras 5 F e 6A).

O ortopiroxênio compõe entre 6 e 10% da rocha, os cristais são de granulação fina a média (0,1 – 1 mm), com forma xenoblástica a hipidioblástica (Figura 6 B). Frequentemente exibe fraco pleocroísmo variando de verde pálido a rosa acastanhado. Alguns grãos estão alterando para biotita em suas bordas (Figura 6 D). Pelas características ópticas, esse ortopiroxênio foi identificado como hiperstênio.

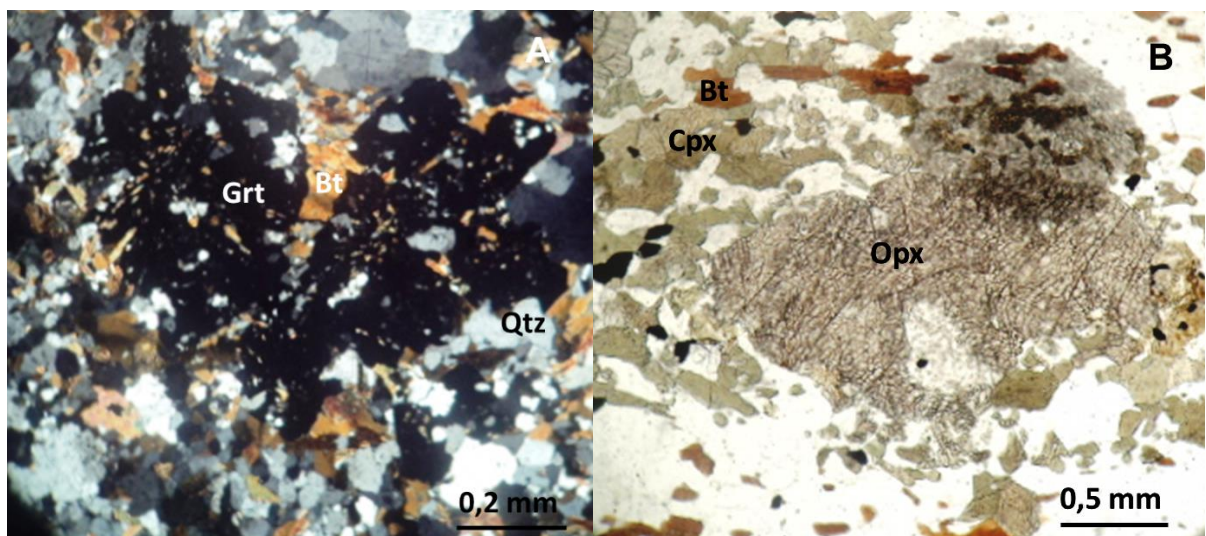
O clinopiroxênio perfaz entre 6 e 10% da rocha, possui pleocroísmo em tons acastanhados a esverdeados. A granulação é fina a média (0,2 – 1,25 mm) e a forma dos cristais varia de xenoblástica a hipidioblástica. Comumente ocorre associada à biotita (Figura 6 C).

Apatita, epidoto e minerais opacos constituem os minerais acessórios do enderbito. Todos possuem granulação fina e forma xenoblástica. A apatita geralmente ocorre na forma de inclusões.



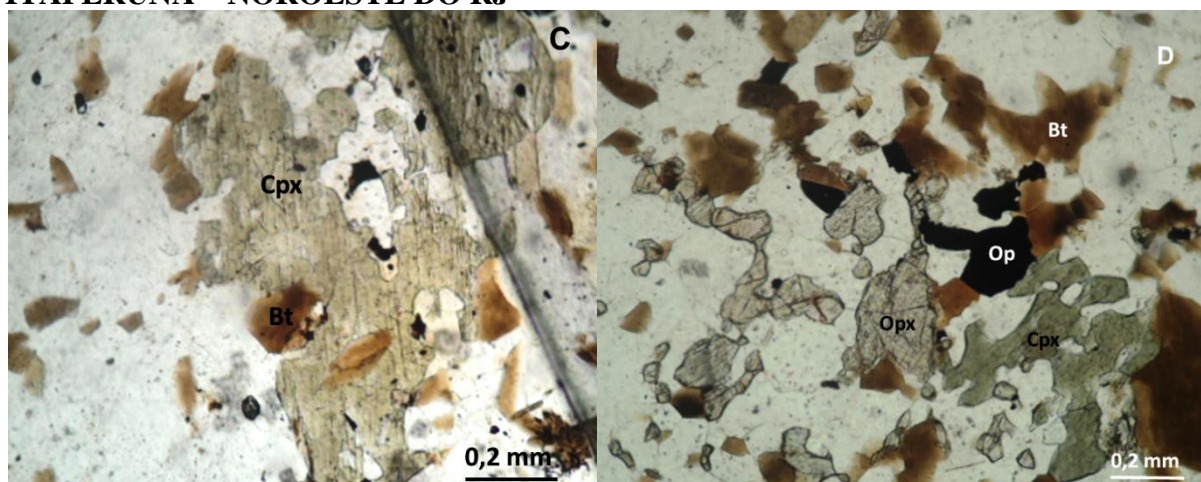


**Figura 5.** A) Granada estirada na direção da foliação (LP); B) Quartzo com contatos interlobados (LP); C) Plagioclásio com contatos poligonais (LP); D) Macla evanescente em cristal de plagioclásio (LP); E) Plagioclásio com formação de novos grãos (LP); F) Granada estirada com inclusões de biotita (LN).





## CARACTERIZAÇÃO PETROGRÁFICA, MINERALÓGICA E MICROTTECTÔNICA DOS CHARNOKTÓIDES DA SUÍTE SÃO JOÃO DO PARAÍSO NA REGIÃO DE ITAPERUNA – NOROESTE DO RJ



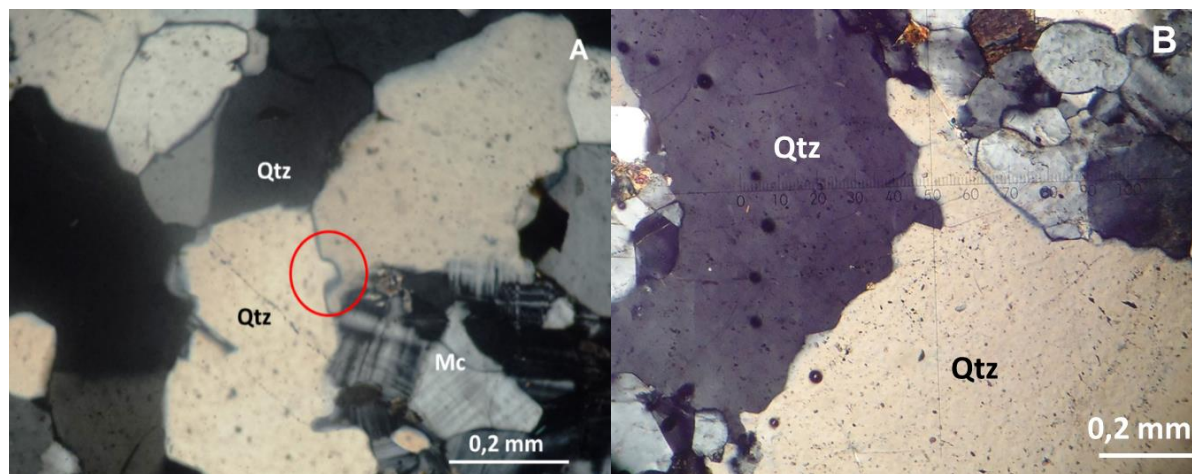
**Figura 6.** A) Cristal de granada com inclusões de biotita e quartzo (LP); B) Ortopyroxênio e clinopyroxênio (LN); C) Cristal de clinopyroxênio associado a biotita (LN); D) Ortopyroxênio associado a biotita.

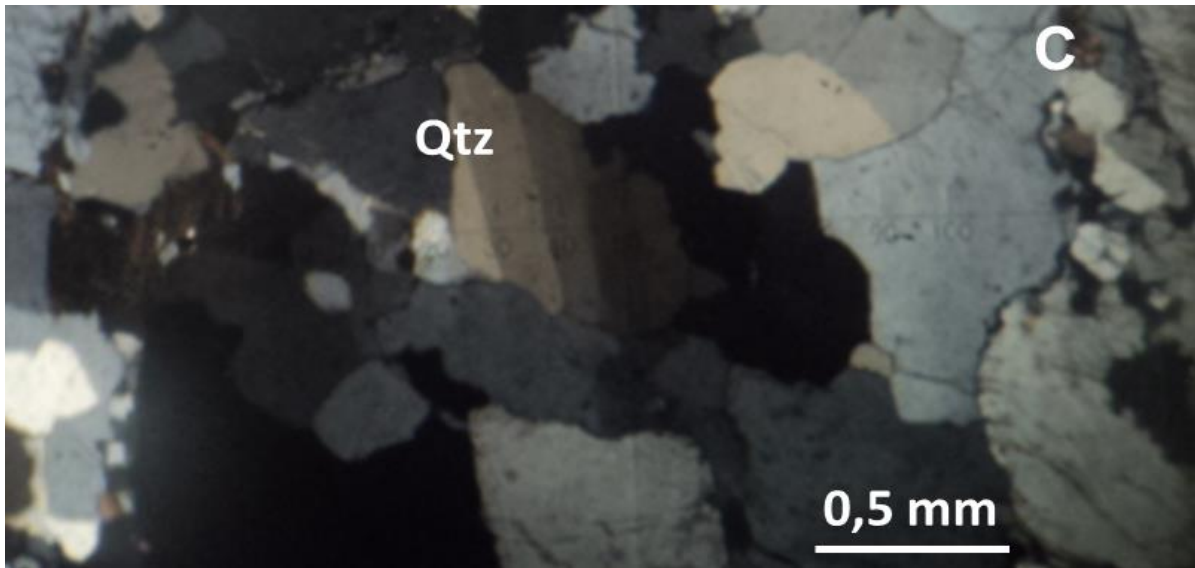
### MICROTTECTÔNICA

A deformação nas rochas é realizada por um grande número de processos na escala dos grãos individuais. Os processos envolvidos dependem de fatores tais como mineralogia, composição do fluido intergranular, granulometria, orientação preferencial da estrutura, porosidade e permeabilidade, e de controles externos, tais como temperatura, pressão litostática, stress diferencial, pressão do fluido e taxa de deformação imposta externamente. (TROUW, 2005).

A evolução microestrutural das rochas estudadas parece ter sido controlada pelos mesmos mecanismos nos diferentes minerais. Esses mecanismos são predominantemente de regime dúctil. Dentre os processos de deformação dúcteis nas rochas estudadas, os de recrystalização são os mais frequentes.

Nos cristais de quartzo observam-se evidências de migração de borda através de contatos interlobados e feições tipo bulging (Figura 7 A, B). A grande maioria dos grãos possui extinção ondulante que parece evoluir para bandas de deformação (Figura 7 C). A recrystalização é o mecanismo de deformação mais atuante nas rochas estudadas, pode ser caracterizada por feições tipo bulging e novos grãos nas bordas dos grãos maiores indicando que a recrystalização ocorreu nos limites dos grãos.

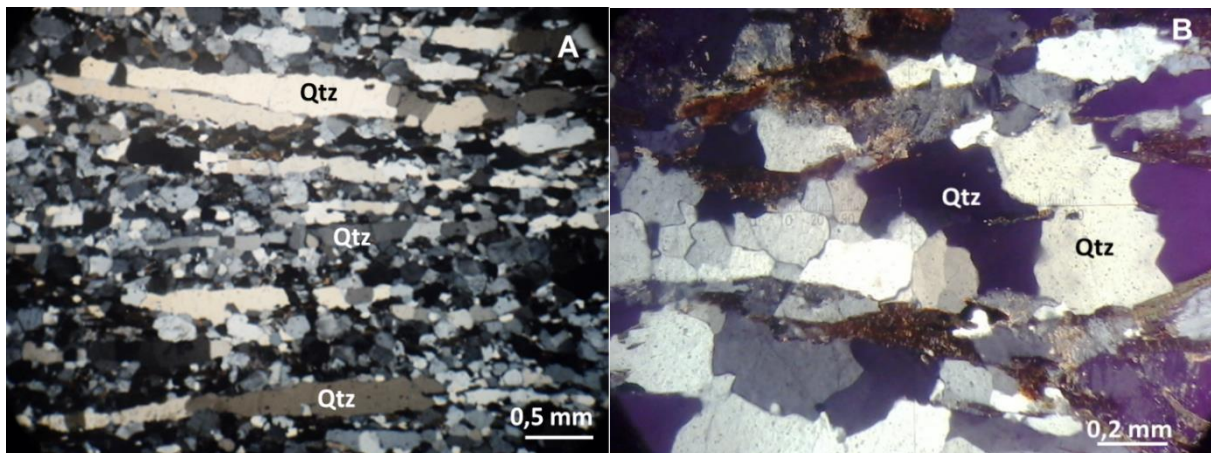




**Figura 7.** A) Bulging em cristal de quartzo (LP); B) Cristal de quartzo com feição tipo bulging (LP); C) Bandas de deformação em cristal de quartzo (LP).

Segundo Passchier e Trouw (2005), a extinção ondulante nos cristais de quartzo ocorre entre 250 a 400°C. As feições tipo bulging indicam que a deformação dessas rochas alcançou temperaturas da ordem de 400° a 500° C.

Os ribbons de quartzo estão presentes na maioria das amostras, e ocorrem principalmente como grãos estirados na matriz (Figura 8 A). Alguns deles desenvolvem subgrãos e até novos grãos com contatos interlobados entre si (Figura 8 B). Essa feição caracteriza rochas formadas sob regime de metamorfismo dinâmico, possivelmente associadas a zonas de cisalhamento.



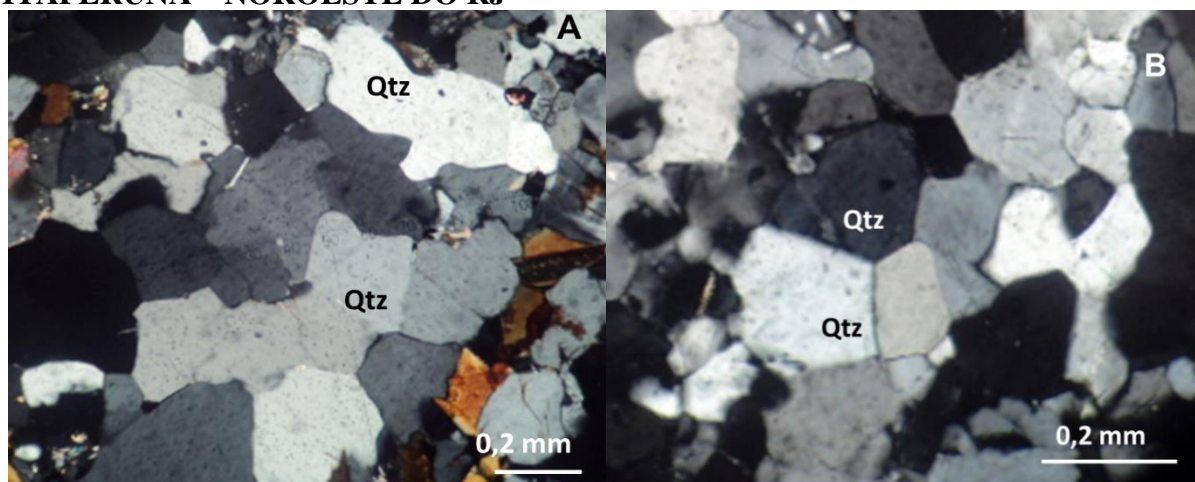
**Figura 8.** A) Ribbon de quartzo com extinção ondulante (LP); B) Fita de quartzo com novos grãos (LP).

Também ocorre recristalização dinâmica por rotação de subgrãos, que pode ser evidenciada pelos novos grãos equidimensionais com formas similares ao subgrãos (Figura 9 A), além dos cristais com extinção ondulante e bandas de deformação.

Foi observada, com certa frequência, a ocorrência de cristais de quartzo com contatos poligonais formando junções tríplices (Figura 9 B). Essa feição indica recristalização do quartzo na ausência de deformação. Esse processo ocorre em temperaturas superiores a 300 oC (JORDT-EVANGELISTA, 2001).



## CARACTERIZAÇÃO PETROGRÁFICA, MINERALÓGICA E MICROTTECTÔNICA DOS CHARNOKTÓIDES DA SUÍTE SÃO JOÃO DO PARAÍSO NA REGIÃO DE ITAPERUNA – NOROESTE DO RJ

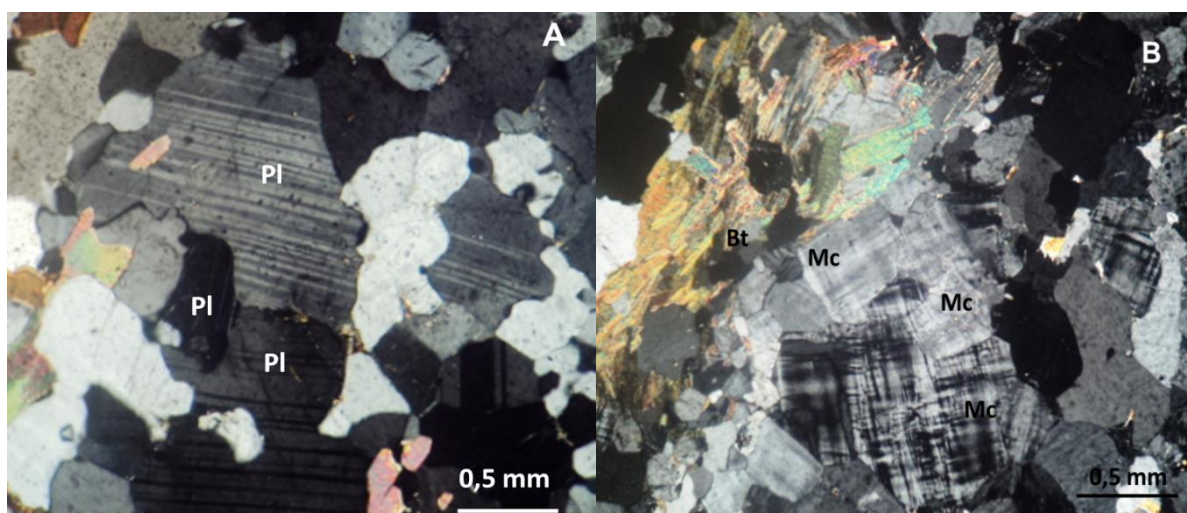


**Figura 9.** A) Novos grãos de quartzo formados por rotação de subgrãos (LP); B) Cristais de quartzo formados por processo de recrystalização estática (LP).

Segundo Trouw (2005), o comportamento do plagioclásio e do feldspato potássico em relação à deformação é semelhante, portanto são tratados juntos. Experimentos de laboratório e observação de feldspatos deformados naturais têm mostrado que a deformação desses minerais é fortemente dependente das condições metamórficas.

Em lâmina observou-se que o plagioclásio pode ocorrer como porfiroclastos de até 3,5 mm ou como grãos recrystalizados na matriz. Em ambos os casos exibem evidências de deformação intracristalina como extinção ondulante, subgrãos, novos grãos e macla polissintética acunhada, ou evanescente.

Tanto os cristais de k-feldspato quanto os de plagioclásio possuem feições características de recrystalização dinâmica. A interpretação dessas feições permite distinguir dois tipos de recrystalização, por migração de borda de grão e por rotação de subgrãos. No caso da recrystalização por rotação de subgrãos observa-se que os novos grãos possuem dimensões e formas parecidas com os subgrãos. A recrystalização por migração de borda gera novos grãos que costumam ser bem menores do que os subgrãos dos porfiroclastos remanescentes, o que constitui uma evidência para este processo (JORDT-EVANGELISTA, 2001; PASSCHIER&TROUW, 2005) (Figura 10 A e B).



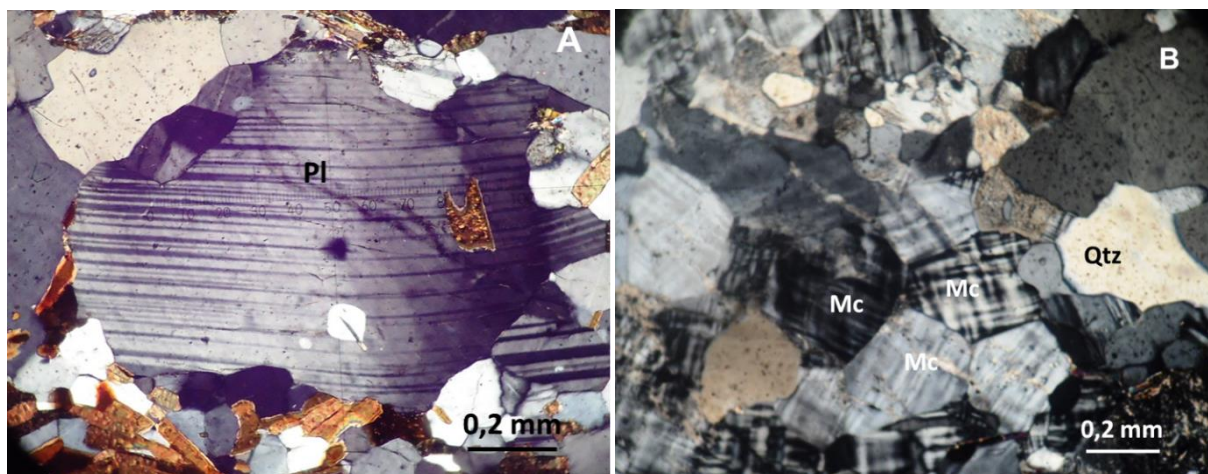
**Figura 10.** A) Novos grãos de plagioclásio formados por rotação de subgrãos (LP); B) Recrystalização dinâmica por rotação de subgrãos em microclina (LP).



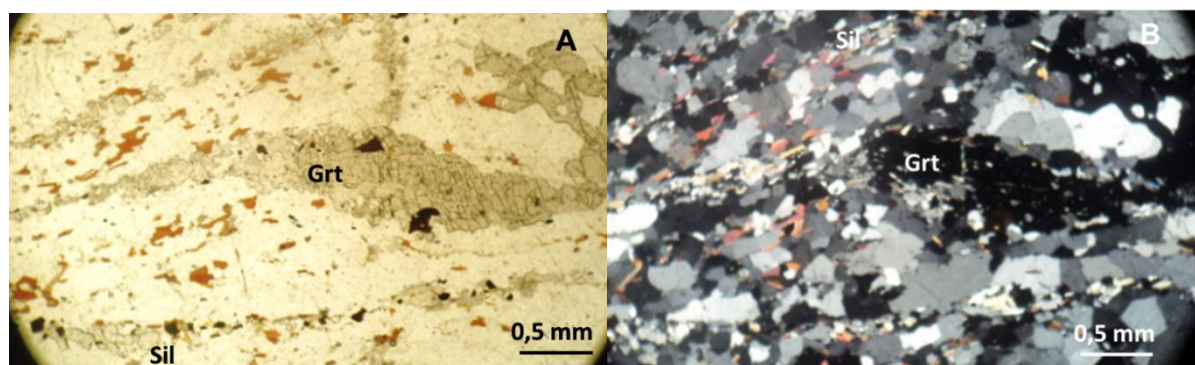
Extinção ondulante em feldspato (Figura 11 A) pode ocorrer em condições de baixo a médio grau metamórfico (400 – 500 °C), mas a presença de subgrãos ocorre em temperaturas acima de 500 °C (PASSCHIER & TROUW, 2005). Ainda segundo os mesmos autores, recristalização dinâmica por rotação de subgrãos e recristalização por migração de borda ocorrem em condições de alto grau metamórfico (acima de 600 °C).

Além das feições de recristalização dinâmica também ocorrem contatos poligonais formando junções tríplices em 120° (Figura 11 B), que é uma feição indicativa de recristalização estática, ou seja, a deformação cessou, mas ainda havia temperatura suficiente para recristalizar esses cristais de feldspato. No caso dos feldspatos, a recristalização estática de agregados monominerálicos ocorre apenas em temperaturas altas (JORDT-EVANGELISTA, 2001). Antipertitas foram observadas em diversas amostras, sua ocorrência constitui outra evidência da deformação em alto grau metamórfico.

A granada comumente ocorre como porfiroclastos de até 3,25 mm. Em geral os cristais exibem comportamento rúptil evidenciado pelo alto grau de fraturamento. Mas em alguns casos a granada também possui comportamento dúctil, caracterizado pelos porfiroclastos estirados (Figura 12). Segundo Passchier & Trouw (2005), a transição da deformação frágil para cristal-plástica aparentemente ocorre entre 600 e 800 °C.



**Figura 11.** A) Cristal de plagioclásio com extinção ondulante (LP); B) Cristais de microclina formados por recristalização estática (LP).



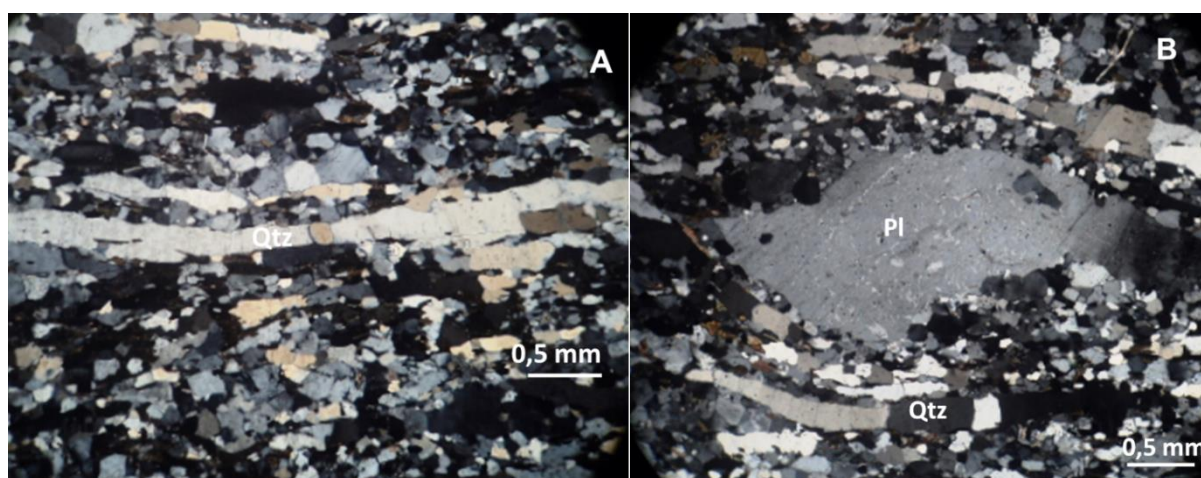
**Figura 12.** A) Cristais de granada estirados com inclusões de biotita e quartzo (LN); B) Cristais de granada estirados com inclusões de biotita e quartzo (LP).

## ZONA DE CISALHAMENTO

## CARACTERIZAÇÃO PETROGRÁFICA, MINERALÓGICA E MICROTTECTÔNICA DOS CHARNOKTÓIDES DA SUÍTE SÃO JOÃO DO PARAÍSO NA REGIÃO DE ITAPERUNA – NOROESTE DO RJ

Nas rochas descritas foram observadas algumas feições características de milonitos, como cristais de quartzo (Figura 13 A) e granada estirados (Figura 12 A), além de cristais de plagioclásio deformados com formas parecidas com sigmas (Figura 13 B).

Nos granitos associados a zonas de cisalhamento ocorrem transformações vistas principalmente pelas desestabilizações do k-feldspato, plagioclásio e biotita. Uma desestabilização comumente observada é a descalcificação dos cristais de plagioclásio e a saussuritização dos cristais de feldspato. Segundo Nascimento (1998), a formação de carbonato a partir do plagioclásio reflete a atuação de fluidos tardi-magmáticos com considerável  $fCO_2$ , enquanto que a saussuritização indica a introdução de uma fase rica em  $H_2O$ . Através da análise petrográfica nota-se que a biotita se altera para formação de clorita, muscovita e opacos. Tal paragênese reforça a ideia de introdução de  $H_2O$  e  $O_2$  no sistema (NASCIMENTO, 1998). Os opacos são frequentes nessas reações, indicando perda de ferro da biotita para a formação da clorita. Comparando-se a quantidade de matriz em relação aos porfiroclastos, as rochas podem ser classificadas como protomilonitos.



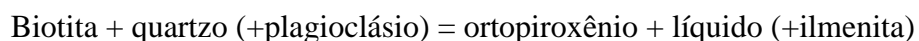
**Figura 13.** A) Quartzo estirado na direção da foliação (LP); B) Cristal de plagioclásio deformado com forma parecida com sigma (LP);

### METAMORFISMO

A presença de diversos aluminossilicatos, como granada e sillimanita, e espinélio podem indicar que os granitóides da Suíte São João do Paraíso são rochas de protólito sedimentar, formadas a partir da fusão parcial de metapelitos.

Algumas características como textura granoblástica, granada com inclusões de sillimanita, espinélio, biotita e quartzo, e a ocorrência de minerais aluminosos são indicadores de condições de metamorfismo de fácies granulito. A presença de hiperstênio também indica condições de fácies granulito em alta temperatura, como é descrito para a Suíte São João do Paraíso (TUPINAMBÁ et al., 2007; DUARTE et al., 2012).

A formação de hiperstênio pode ter ocorrido pela reação (CENKI et al., 2002):



Segundo Winter (2001), em condições metamórficas de aproximadamente  $680^{\circ}\text{C}$  e 0.5 GPa, a muscovita começa a se quebrar liberando  $H_2O$ . Por causa dessa desidratação a  $H_2O$  induz imediatamente um aumento no grau de fusão parcial. Essa desidratação é representada pela seguinte reação:

Muscovita + Plagioclásio + Quartzo = K-feldspato + Sillimanita + Fusão

Para explicar a evolução metamórfica da área em estudo, Marques (2009) utilizou alguns parâmetros, como as associações minerais, os diferentes equilíbrios metamórficos e os valores absolutos de pressão e temperatura (geotermobarometria) para os Domínios Tectônicos do Terreno Oriental. Essas informações indicaram condições e evoluções metamórficas distintas, com diferentes níveis crustais para os domínios do Terreno Oriental. No caso dos metabasitos e metapelitos do Domínio Cambuci, dois eventos térmicos foram identificados, ambos de altas temperaturas, porém o primeiro com pressões mais baixas que o segundo.

Segundo o autor supracitado os valores de temperatura foram obtidos nos metabasitos por meio dos geotermômetros clinopiroxênio-ortopiroxênio (WOOD e BANNO, 1973), clinopiroxênio-granada (ELLIS e GREEN, 1979) e hornblenda-plagioclásio (HOLLAND e BLUND, 1994), cujas médias ficaram entre 720 e 752 °C. O valor de pressão nos metabasitos foi obtido por meio dos geobarômetros clinopiroxênio-plagioclásio-granada (ECKERT et al., 1991) e clinopiroxênio-plagioclásio-quartzo (ELLIS, 1980) e o resultado obtido foi de  $6,9 \pm 1,9$  Kbar. O valor de pressão ( $5,8 \pm 0,68$ ) obtido para as bordas é relativamente inferior àquele obtido para os núcleos. Para o metapelito o pico do metamorfismo atingiu temperatura de 718 °C e pressão de  $6,62 \pm 0,64$  Kbar. As bordas dos minerais registraram valores de 650 °C e 5,8 Kbar a partir dos mesmos geotermômetros e geobarômetros.

## CONCLUSÃO

As rochas da Suíte São João do Paraíso foram divididas em: metagranitoides (metasienogranito, metamonzogranito, metagranodioritos e metatonalitos) e charnockitoides (charnockitos e enderbitos). Os metasienogranitos diferenciam-se pela presença de sillimanita e espinélio, que só ocorrem nessa litologia. Os metamonzogranitos são caracterizados pela grande quantidade de pertitas, além da ocorrência de antipertitas. Os metagranodioritos e os metatonalitos podem ser identificados pelas maiores quantidades de biotita e pela presença de hornblenda com coronas de biotita. O charnockito é diferenciado apenas pela ocorrência de ortopiroxênio, e os enderbitos caracterizam-se pela composição ortopiroxênio + clinopiroxênio.

A análise estrutural permite reconhecer a direção principal da foliação. É possível observar que essas medidas são compatíveis com trend regional descrito na literatura. As diversas microestruturas identificadas (extinção ondulante, bandas de deformação, ribbons de quartzo, macla em cunha, bulging, subgrãos, novos grãos, entre outros), permitiram distinguir os mecanismos deformacionais atuantes nas rochas em estudo. Foi possível reconhecer mecanismos de recristalização dinâmica e estática, sendo o primeiro mais atuante. As feições observadas indicam a ocorrência de recristalização dinâmica por rotação de subgrãos e por migração de borda.

Algumas microestruturas são mais importantes, pois são indicadores de condições de metamorfismo e deformação. Grãos poligonais de plagioclásio são formados em temperaturas superiores a 700 °C. Granada com deformação dúctil também está restrita a condições de altas temperaturas. A presença de antipertitas também é um indicador de deformação em alto grau metamórfico. A assembleia mineral composta por aluminossilicatos como granada, sillimanita e muscovita, além da presença de espinélio indica um protólito sedimentar para os granitóides da Suíte São João do Paraíso. Além disso, a ocorrência desses minerais e do ortopiroxênio indicam que o metamorfismo atingiu fácies granulito.

A microtectônica constitui uma importante ferramenta para o estudo de granitóides, pois fornece uma série de informações a respeito dos mesmos. Porém são necessários mais

## **CARACTERIZAÇÃO PETROGRÁFICA, MINERALÓGICA E MICROTTECTÔNICA DOS CHARNOKTÓIDES DA SUÍTE SÃO JOÃO DO PARAÍSO NA REGIÃO DE ITAPERUNA – NOROESTE DO RJ**

estudos como geocronologia e geoquímica, que aliados a microtectônica, permitem uma caracterização mais completa desses granitóides oferecendo modelos mais robustos para a compreensão da evolução do Domínio Cambuci e consequentemente da Faixa Ribeira.

### **REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS**

ALMEIDA, F.F.M. **O Cráton do São Francisco**. Revista Brasileira de Geociências, v(7), (349-364), p.365, São Paulo, 1977.

CENKI, B.; KRIESGMAN, L. M.; BRAUN, I. **Melt-producing and melt-consuming reactions in anatetic granulites: P e T evolution of the Achan-kovil cordierite gneisses, South India**. Journal of Metamorphic Geology, 20, 543-561. 2002.

DUARTE, B.P.; TUPINAMBÁ, M.; NOGUEIRA, J. R.; HEILBRON, M.; ALMEIDA, J. C. H.; PORTO JUNIOR, R.; MENEZES, P. T. L. 2012a. **Unidades Litoestratigráficas**. In: **Nota explicativa da Folha Itaperuna (SF.24-V-C-I)**. Programa Geologia do Brasil. Programa Geologia do Brasil. Belo Horizonte: CPRM. 2012.

ECKERT, J. O., Jr, NEWTON, R. C., KLEPPA, O. J.  **$\Delta H$  of reaction and recalibration of garnet-pyroxene-plagioclase-quartz geobarometers in CMAS system by solution calorimetry of stoichiometric mineral mixes**: Am. Mineralogist, v. 76, no. 1-2, p. 148-160. 1991.

ELLIS, D. J. **Osumilite-sapphirine-quartz granulites from Enderby Land, Antarctica: P-T conditions of metamorphism, implications for garnet-cordierite equilibria and the evolution of the deep crust**. Contrib. Mineral. Petrol., 74, 201-210. 1980.

ELLIS, D. J. & GREEN, D. H. **An experimental study of the effect of Ca upon garnet-clinopyroxene Fe-Mg exchange equilibria**. Contrib. Mineral. Petrol., 71, 13-22. 1979.

EVANGELISTA, H. J. **Microestruturas de Rochas Metamórficas**. Departamento de Geologia Escola De Minas/Ufop, Ouro Preto, 2001.

Google. Disponível em: <<http://maps.google.com.br>>. Acesso em: mar. 2013.

HEILBRON M.; MOHRIAK, W.U.; VALERIANO, C.M.; MILANI, E.J.; ALMEIDA, J.; TUPINAMBÁ, M. **From Collision to Extension: The Roots of the Southeastern Continental Margin of Brazil**. In: MOHRIAK, W.U.; TALWANI, M. (eds) Atlantic Rifts and Continental Margins. American. Geophysical Union, Geophysical Monographss, v(115), (1-32), Washington, 2000.

HEILBRON, M.; PEDROSA-SOARES, A.C.; CAMPOS NETO, M.C.; SILVA, L.C.; TROUW, R.A.J.; JANASI, V.A. **A Província Mantiqueira**. In: MANTESSO-NETO, V.; BARTORELLI, A.; CARNEIRO, C.D.R.; BRITO NEVES, B.B.. (Org.). Geologia do Continente Sul Americano: Evolução da Obra de Fernando Flávio Marques de Almeida. Beca Produções Culturais Ltda., 2004, v(I), (203-234), São Paulo, 2004.

HOLLAND, Y.t & BLUND, J. **Non-Ideal interactions in calcic amphiboles and their bearing on amphibole-plagioclase thermometry**. Contrib. Miner. Petrol., 116;433-447. 1994.

IBGE. Disponível em: <<http://www.ibge.gov.br/home>>. Acesso em: mar. 2013.



MARQUES, R. A. **Evolução metamórfica do terreno oriental da Faixa Ribeira entre Italva e Bom Jesus do Itabapoana, noroeste do RJ.** Dissertação de Mestrado. Universidade do Estado do Rio de Janeiro, 2009.

NASCIMENTO, R.S.C. **Petrologia dos granitoides brasileiros associados à Zona de Cisalhamento Remígio-Pocinhos (PB).** Dissertação de Mestrado. Programa de Pós-Graduação em Geodinâmica e Geofísica, Universidade Federal do Rio Grande do Norte, 133p. 1998.

PASSCHIER, C.W.; TROUW, A.J. **Microtectonics.** Springer, p.289, Berlim, 2005.

PETERNEL, R.; TROUW, R. A. J., SCHIMITT, R. S. 2005. **Interferência entre duas Faixas Móveis Neoproterozóicas: O Caso das Faixas Brasília e Ribeira no Sudeste do Brasil.** Revista Brasileira de Geociências, v(35), (297-310), São Paulo, 2005.

Rio de Janeiro State Political Administrative Divisions Map, Brazil. Disponível em: <[http://www.zonu.com/brazil\\_maps/Rio\\_Janeiro\\_State\\_Political\\_Administrative\\_Divisions\\_Map\\_Brazil.htm](http://www.zonu.com/brazil_maps/Rio_Janeiro_State_Political_Administrative_Divisions_Map_Brazil.htm)>. Acesso em: mar. 2013.

TUPINAMBÁ, M; HEILBRON, M.; DUARTE, B.P.; NOGUEIRA, J.R.; VALLADARES, C.; ALMEIDA, J.; SILVA, L.G.E.; MEDEIROS, S.R.; ALMEIDA, C.G.A.; MIRANDA, A.; RAGATKY, C.D.; MENDES, J.; LUDKA, I. **Geologia da Faixa Ribeira Setentrional: Estado da Arte e Conexões com a Faixa Araçuaí.** Geonomos, v(15), (67-79), Belo Horizonte, 2007.

WINTER, J. D. **An introduction to igneous and metamorphic petrology.** Ed. Pearson – 2a edição. 704p. 2010.

WOOD, B. J. & BANNO, S. (1973): **Garnet-orthopyroxene and orthopyroxene-clinopyroxene relationships in simple and complex systems.** Contrib. Mineral. Petrol., 42, 109-124.



### Capítulo 3

## PETROLOGIA DAS ROCHAS CHARNOCKÍTICAS NO SUL DA SERRA DO CAPARAÓ, ENTRE OS DISTRITOS DE VARRE-SAI – RJ E ALEGRE – ES

*Giulia Fabri Rodrigues Prado Martins<sup>1</sup>, Caroline Cibele Vieira Soares<sup>1</sup>, Edgar Batista de Medeiros Júnior<sup>2</sup>*

**RESUMO.** A área de estudo está situada na porção sul do Orógeno Araçuaí, parte da Província Mantiqueira. Localiza-se entre os municípios de Alegre (Espírito Santo) e Varre-Sai (Rio de Janeiro), onde afloram rochas charnockíticas intercaladas a gnaisses granatíferos. Motivado pela falta de estudos dedicados a essas rochas, este trabalho teve como objetivo a caracterização petrológica e a correlação com unidades já descritas na literatura, além de uma melhor compreensão da relação entre os litotipos encontrados e sua evolução metamórfica. A metodologia se baseou em estudos petrográficos, composição química mineral e geotermobarometria. Foram identificados quatro litotipos na área, que são: granulito máfico, granada gnaiss, meta charno-enderbita e dumortierita quartzo sienito. O granulito máfico correlaciona-se com ortogranulitos do Complexo Juiz de Fora e tem paragênese principal composta de ortopiroxênio + clinopiroxênio + biotita + ortoclásio + plagioclásio + quartzo ± granada. Os estudos geotermobarométricos indicaram que essa rocha passou por um metamorfismo de fácies granulito, sob condições de pressão entre 6 a 8 Kbar e de temperaturas entre 750 a 800°C. O granada gnaiss pode ser correlacionado aos gnaisses granatíferos do Complexo Paraíba do Sul e tem paragênese principal composta de quartzo + plagioclásio + ortoclásio + biotita + granada, o que indica fácies granulito. Tanto o granulito máfico quanto o granada gnaiss passaram por um metamorfismo dinâmico, que caracteriza a zona de cisalhamento Guaçuí. O metacharno-enderbita exibe aspectos deformacionais, mas mantém feições ígneas. É composto de plagioclásio, biotita, hornblenda, quartzo, ortoclásio, ortopiroxênio e clinopiroxênio e pode ser correlacionado com a supersuíte G1. O dumortierita quartzo sienito é composto de ortoclásio, plagioclásio, quartzo, biotita, dumortierita, sillimanita e cianita. A ocorrência de dumortierita é um fato inédito no norte do Rio de Janeiro, dentro do contexto da Faixa Ribeira. Esse litotipo pode ser interpretado como uma apófise de um corpo da supersuíte G4, o que seria algo novo para a geologia do Espírito Santo e do Rio de Janeiro, uma vez que essa supersuíte só é descrita em Minas Gerais. As rochas metamórficas na área de estudo foram metamorfizadas durante a Orogenia Brasileira, sob condições de metamorfismo de fácies granulito.

**PALAVRAS-CHAVE.** Caracterização petrológica; condições de metamorfismo; fácies granulito; geotermobarometria.

### INTRODUÇÃO

<sup>1</sup>Departamento de Geologia da Universidade Federal do Espírito Santo (CCENS/UFES) – Alegre, ES, Brasil

<sup>2</sup>Departamento de Geologia da Universidade Federal de Ouro Preto (DEGEO/Escola de Minas/UFOP) – Ouro Preto, MG, Brasil

## **PETROLOGIA DAS ROCHAS CHARNOKTÓIDES NO SUL DA SERRA DO CAPARAÓ, ENTRE OS DISTRITOS DE VARRE-SAI – RJ E ALEGRE – ES**

A área de estudo está inserida entre os municípios de Alegre, na região sul do Espírito Santo, e Varre-Sai, no noroeste do Rio de Janeiro.

A região na qual se localizam as rochas estudadas situa-se geotectonicamente no sul da Faixa Araçuaí, parte da Província Estrutural Mantiqueira (HEILBRON et al., 2004; HASUI, 2010). Esta região é formada por rochas paleoproterozoicas que compõem parte do embasamento do Orógeno Araçuaí, além de rochas metassedimentares neoproterozoicas e granitoides pré-orogênicos, que estão relacionadas ao Ciclo Brasileiro (HORN, 2007; VIEIRA, 2013; VIEIRA, 2015).

Ao longo dos últimos anos, o Orógeno Araçuaí vem sendo cada vez mais estudado, porém, apesar do conhecimento obtido, ainda existem lacunas a serem preenchidas, como é o caso das rochas charnockíticas encontradas no sul do Espírito Santo.

As rochas charnockíticas são descritas na literatura como representantes do embasamento paleoproterozoico do Orógeno Araçuaí e afloram na Serra do Caparaó e em lentes estreitas na porção sul do estado. Na Serra do Caparaó é reconhecida a Suíte Caparaó, unidade que se correlaciona ao Complexo Juiz de Fora (NOVO et al., 2011). Além disso, intercalados aos charnockitos, são encontrados gnaisses granatíferos que também merecem atenção, já que ainda não há um consenso sobre o significado tectônico ao qual esses gnaisses podem ser correlacionados, muito pela falta de estudos petrológicos.

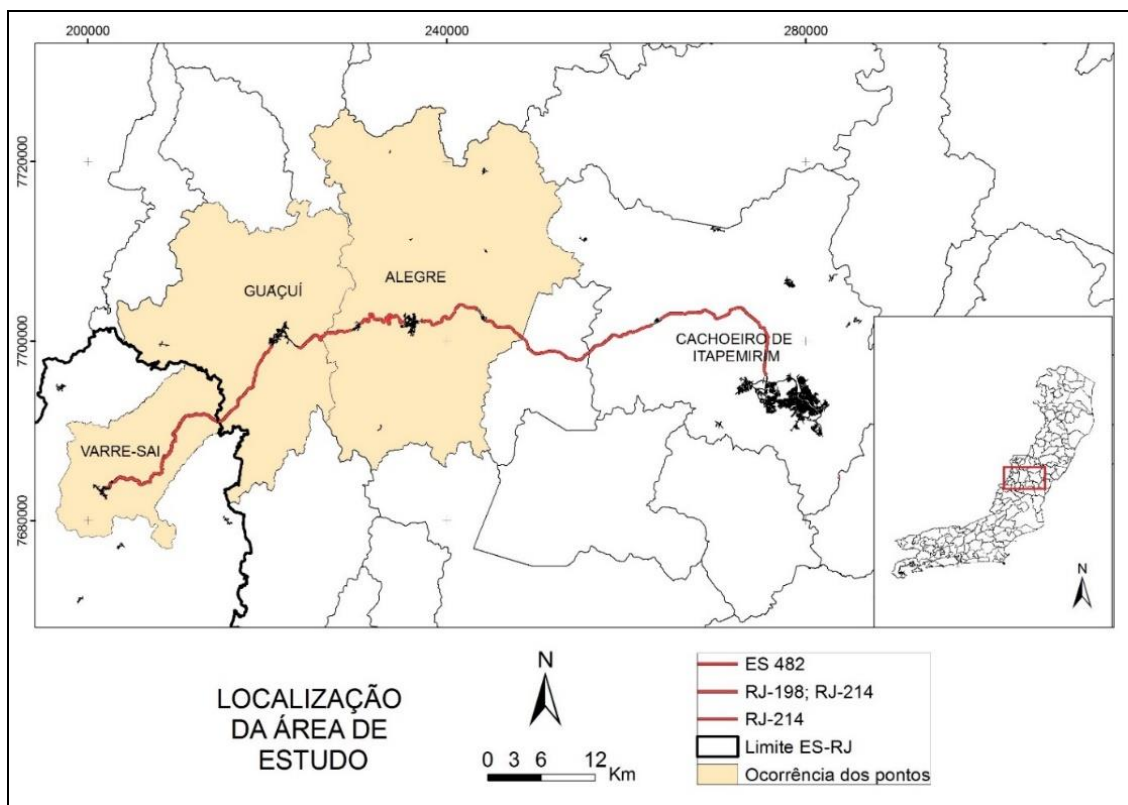
Os pontos selecionados para estudo estão localizados a sul e sudeste da Serra do Caparaó. As rochas charnockíticas encontradas nesses pontos são possíveis candidatas a representantes da Suíte Caparaó ou do Complexo Juiz de Fora. O estudo petrográfico e petrológico dessas rochas ainda é superficial, assim como as suas correlações com as unidades descritas na literatura. Nos pontos selecionados, associados ao charnockito, também são encontrados o gnaiss granatífero e um dique de composição sienítica, indeformado e de mineralogia peculiar, composta de dumortierita, cianita e sillimanita. A caracterização petrológica desses litotipos se faz necessária para esclarecer as principais características petrológicas, a distribuição espacial de unidades já descritas na literatura e contribuir para o entendimento da evolução tectônica do Orógeno Araçuaí.

O objetivo do trabalho consiste em realizar a caracterização petrológica e estrutural/microestrutural das rochas charnockíticas e do dique de composição sienítica encontrados na região estudada. Procura-se estabelecer as condições metamórficas de geração e evolução dos litotipos charnockíticos e a relação dessas rochas com os gnaisses granatíferos e o sienito, com base na descrição macro e microscópica das rochas; identificação das paragéneses minerais; análise da química mineral de fases minerais pertencentes aos litotipos estudados e estudo geotermobarométrico convencional.

### **LOCALIZAÇÃO E VIAS DE ACESSO**

A área de estudo situa-se na região sul do Espírito Santo e região noroeste do Rio de Janeiro. Abrange parte dos municípios de Alegre (ES), Guaçuí (ES) e Varre-Sai (RJ). O acesso a partir de Cachoeiro de Itapemirim é feito pela rodovia ES-482 até o município de Alegre, seguindo pela ES-482 até Guaçuí. A partir daí, segue-se pela ES-482 até a RJ-230, seguida pela RJ-214 e RJ-198, até Varre-Sai. A distância percorrida de Cachoeiro de Itapemirim até Varre-Sai é de 117 km. A Figura 1 exibe as principais vias de acesso e os municípios que a área estudada abrange.





**Figura 1.** Mapa de localização e vias de acesso da área de estudo.

## REVISÃO BIBLIOGRÁFICA/GEOLOGIA REGIONAL

Ao longo dos anos, o termo granulito foi usado para caracterizar as mais variadas rochas (MORAES et al., 2004). Porém, atualmente, a SCMR (*Subcommission on the Systematics of Metamorphic Rocks*) recomenda que os granulitos sejam nomeados basicamente de acordo com sua composição mineral e características macroscópicas. Dessa maneira, define-se granulito como uma rocha metamórfica de alto grau, cujos silicatos de Fe-Mg são anidros, cuja presença de feldspato e ausência de muscovita primária são importantes e cordierita pode ocorrer. Rochas com mais de 30% de minerais máficos (dominantemente piroxênio) podem ser chamadas de granulitos máficos, já aquelas com menos de 30% de minerais máficos podem ser chamadas de granulitos félsicos (FETTES & DESMONS, 2014).

Os limites P-T da fácies granulito estão intimamente relacionados às paragêneses consideradas diagnósticas. Embora algumas das paragêneses dependam da composição da rocha e da pressão do metamorfismo, é importante saber a temperatura mínima para a fácies granulito (MORAES, 2013). Considerando o ortopiroxênio como mineral-índice da fácies granulito, a temperatura mínima deve ser a do início de estabilidade desse mineral que, segundo alguns estudos, está entre 800 e 850°C, sendo que a pressão deve ser levada em consideração (MORAES, 2013).

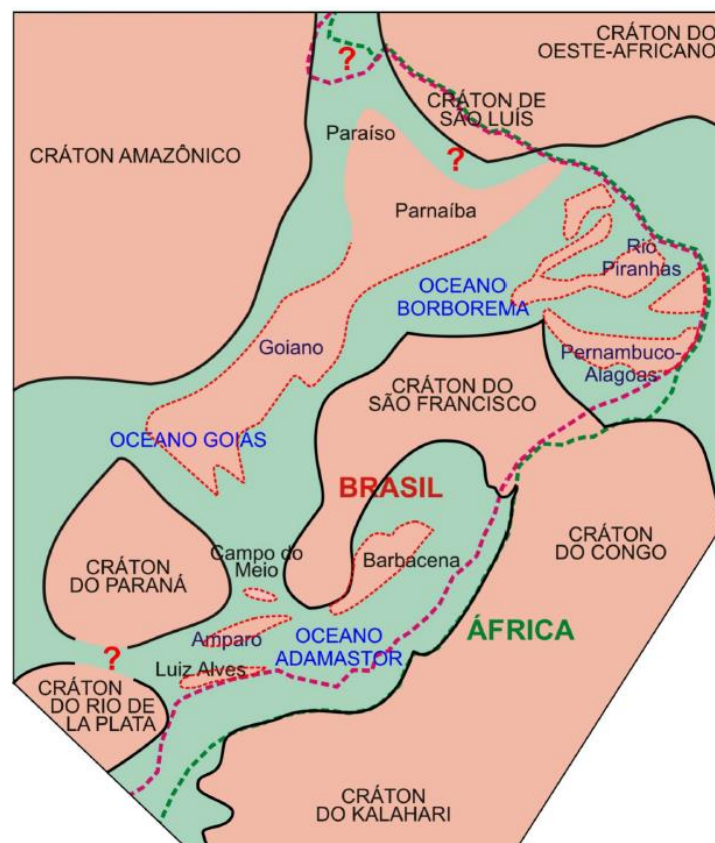
As paragêneses diagnósticas da fácies granulito variam de acordo com o protólito. Em rochas máficas, a passagem da fácies anfibolito para a fácies granulito é marcada pela formação dos piroxênios às custas da hornblenda e se dá pelas seguintes reações (BUCKER & FREY, 1994):



## PETROLOGIA DAS ROCHAS CHARNOCKTÓIDES NO SUL DA SERRA DO CAPARAÓ, ENTRE OS DISTRITOS DE VARRE-SAI – RJ E ALEGRE – ES

A área de estudo está situada geotectonicamente na Faixa Araçuaí, que faz parte da Província Mantiqueira (Figura 2) (HEILBRON et al., 2004). A região está próxima à zona de transição entre as Faixas Araçuaí e Ribeira (WIEDEMANN-LEONARDOS et al., 2000).

O Orógeno Araçuaí foi definido por Almeida (1977) como a faixa de dobramentos formada paralelamente à margem sudeste do Cráton do São Francisco, durante a Orogênese Brasileira. O orógeno se estende do Cráton do São Francisco ao litoral atlântico, aproximadamente entre os paralelos 15° e 21° (PEDROSA-SOARES et al., 2007). Mesmo estando próxima à zona de transição entre as Faixas Araçuaí e Ribeira, a região sul do Espírito Santo está inserida no contexto da Faixa Araçuaí, pois se encontra no paralelo 20°.

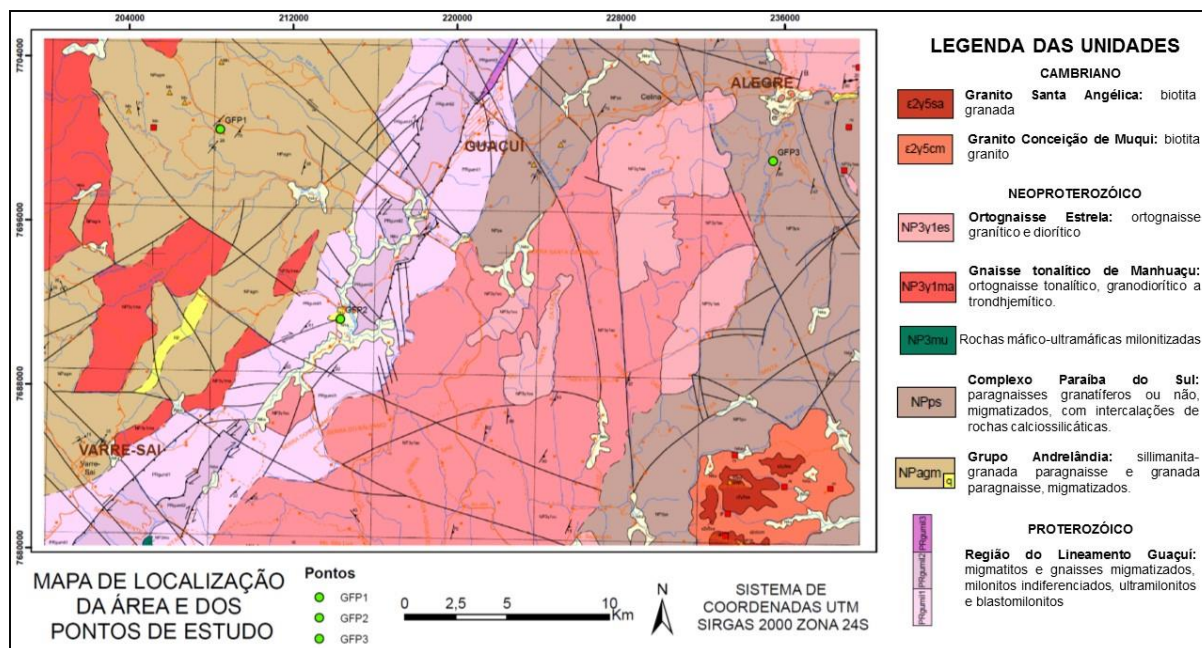


**Figura 2.** Os crátons e oceanos do neoproterozoico envolvidos nos processos do Ciclo Brasileiro para a formação da Província Mantiqueira (Fonte: HASUI, 2010).

O sistema orogênico Mantiqueira se desenvolveu a partir de grandes processos colisionais iniciados no Neoproterozoico (cerca de 900 Ma) e finalizados no Cambriano (cerca de 490 Ma), caracterizando o Ciclo Brasileiro (HASUI, 2010). Esse sistema foi formado entre os continentes da América do Sul e da África, quando ocorreu o fechamento do Oceano Adamastor, a partir da colisão dos crátons São Francisco, Amazônico, Paraná, Congo e Kalahari (Figura 2) (HASUI, 2010).

O embasamento deste Orógeno é constituído por rochas geradas durante a orogênese paleoproterozoica (2.2 – 2.0 Ga). As principais unidades que compõem o embasamento são os Complexos Guanhões, Mantiqueira, Juiz de Fora e Pocrane. Todos esses complexos são compostos por rochas de alto grau metamórfico, como gnaisses, migmatitos e anfibolitos (NOCE et al., 2007a).

A região estudada compreende rochas do embasamento da Faixa Araçuaí e de unidades paraderivadas, além de granitoides pré-colisionais (Figura 3) (HORN, 2007; VIEIRA, 2013; VIEIRA, 2015).



**Figura 3.**Localização dos pontos de estudo em recorte da carta geológica SF.24-V-A-IV Espera Feliz (Fonte: modificado de HORN et al., 2007).

O embasamento paleoproterozoico é representado, nessa área, pelo Complexo Juiz de Fora e Suíte Caparaó. Como existe uma grande similaridade petrográfica e litoquímica, além de idades de cristalização magmática próximas (NOVO et al., 2011; SILVA et al., 2002; NOCE et al., 2007b), é possível uma correlação entre a Suíte Caparaó e o Complexo Caparaó.

As unidades paraderivadas ocorrentes na região englobam, principalmente, o Complexo Paraíba do Sul, de idade neoproterozoica, que abrange litotipos como gnaisses bandados de composição muito variada (paragnaisses granatíferos migmatizados), quartzitos impuros, camadas de rochas calciossilicáticas, anfíbolitos e lentes de mármore (HORN, 2007).

Os granitoides encontrados na região se relacionam ao plutonismo orogênico ocorrido durante o Ciclo Brasileiro na Faixa Araçuaí e estão representados pelas supersuítas G1, G2, G3 e G5 de Pedrosa-Soares et al. (2011) e correlacionados ao magmatismo  $\gamma_1$ ,  $\gamma_2$ ,  $\gamma_3$  e  $\gamma_5$  de Vieira (2013). Deve-se ressaltar que apenas há registro de ocorrência da supersuíte G4 em Minas Gerais (PEDROSA-SOARES et al., 2011).

## METODOLOGIA

A caracterização petrográfica e microestrutural dos litotipos encontrados na área baseou-se na descrição de 9 lâminas delgadas de amostras originadas dos 3 pontos de estudo. Para a obtenção de dados químicos de fases minerais de 3 lâminas escolhidas foi utilizado o método de microscopia eletrônica de varredura com espectrometria de dispersão de energia acoplada (MEV-EDS). As análises químicas foram realizadas no Laboratório de Microanálises do Departamento de Geologia/Escola de Minas da UFOP. Posteriormente, os dados químicos foram processados com o auxílio do *software* Minpet 2.02 (RICHARD, 1995) para possibilitar o estudo da variação composicional e os cálculos das fórmulas unitárias das fases minerais.

Os cálculos geotermobarométricos convencionais foram realizados com base nos dados de química mineral obtidos para a amostra GF-P1A2. O objetivo desse estudo é estimar

## PETROLOGIA DAS ROCHAS CHARNOCKTÓIDES NO SUL DA SERRA DO CAPARAÓ, ENTRE OS DISTRITOS DE VARRE-SAI – RJ E ALEGRE – ES

as condições de pressão e temperatura atingidas durante o metamorfismo que gerou as rochas estudadas, com base em assembleias minerais que se encontram em equilíbrio.

A geotermobarometria pode ser subdividida em três técnicas diferentes: a geotermobarometria convencional, a geotermobarometria otimizada e o cálculo de pseudosseções. Neste trabalho foi utilizada a geotermobarometria convencional, que utiliza geotermômetros e geobarômetros calibrados por diversos autores diferentes, a partir da química mineral e o equilíbrio das reações (POWELL & HOLLAND, 1994). O estudo foi desenvolvido com o uso do *software* GPT (ECHE & MARTINEZ, 1996), através de dois diferentes geotermômetros e um geobarômetro, adequados à associação mineral principal da amostra analisada.

### RESULTADOS E DISCUSSÕES

Foram identificados quatro litotipos diferentes nos três pontos de estudo: granulito máfico, granada gnaiss, meta charno-enderbita e dumortierita quartzo sienito. A Tabela 1 apresenta dados de campo e relaciona os litotipos, coordenadas e amostras referentes a cada um dos pontos visitados.

**Tabela 1.** Dados de campo.

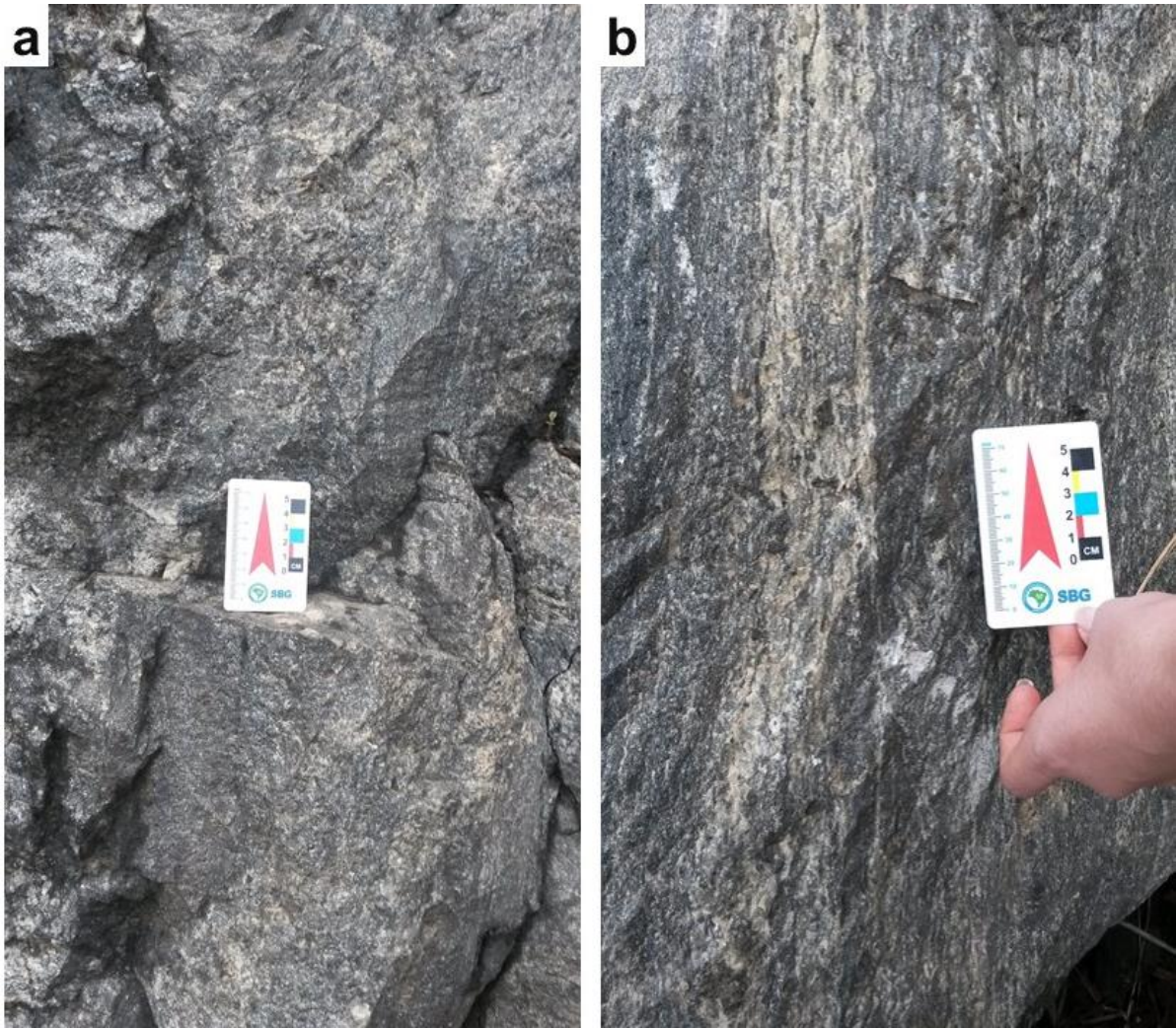
Ponto	Coordenadas (UTM)		Amostras	Litotipos
	E	N		
GF-P1	2084422	7700396	GF-P1A1	Granulito máfico
			GF-P1A2	
			GF-P1B	Granada gnaiss
GF-P2	214298	7691145	GF-P2	Granulito máfico
			ED-1A	Granada gnaiss
			ED-1B	
			ED-2	Granulito máfico
			ED-3	Dumortierita quartzo sienito
GF-P3	235429	7698845	LP-35	Meta charno-enderbita

#### Granulito Máfico

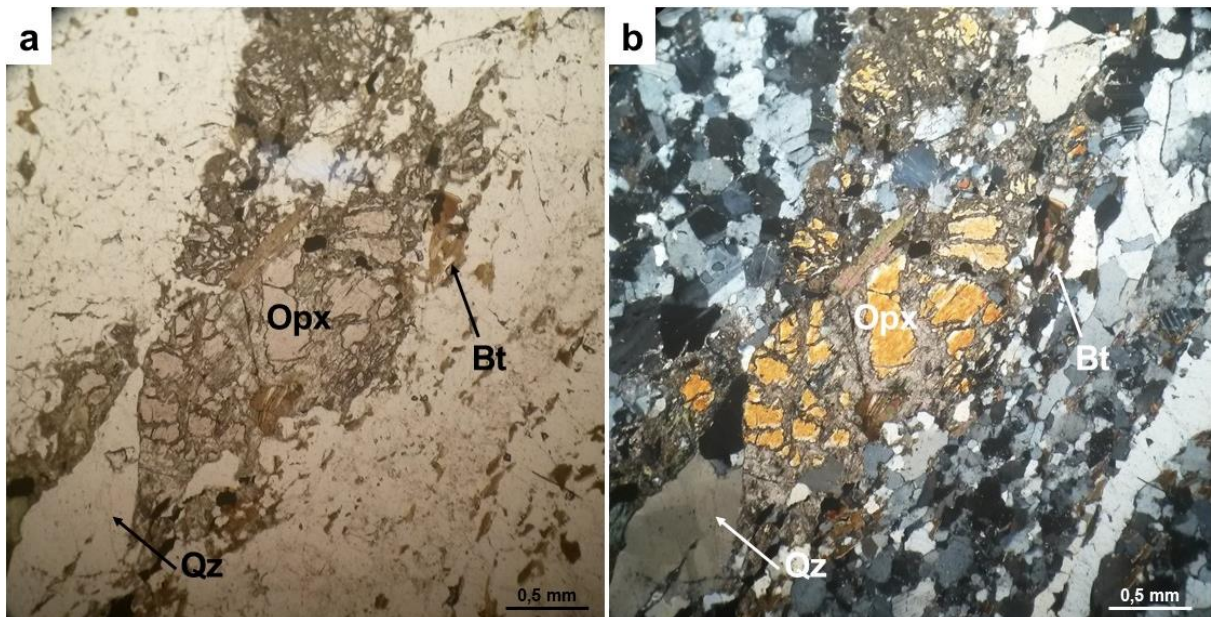
Esse litotipo foi denominado granulito máfico pois a soma da porcentagem modal de minerais máficos (ortopiroxênio, clinopiroxênio, biotita e granada) varia de 31 a 41%, o que obedece as recomendações de nomenclatura de granulitos da SCMR (FETTES & DESMONS, 2014).

Nos afloramentos, o granulito máfico está intercalado ao granada gnaisses. Quanto a sua estrutura, pode ser encontrado mais maciço (Figura 4a), sendo a foliação restrita a certas porções do afloramento, mas também pode ser encontrado com uma foliação milonítica bem marcada em toda a exposição (Figura 4b).





**Figura 4.** Exposição de granulito máfico. (a) Granulito máfico de estrutura mais maciça; (b) Granulito máfico com bandamento paralelo foliação milonítica notável.



**Figura 5.**(a – b) Aspectos microscópicos do granulito máfico (LPP e LPX, aumento de 100x). Abreviações: Qz = quartzo; Bt = biotita; Opx = ortopiroxênio.

## PETROLOGIA DAS ROCHAS CHARNOCKTÓIDES NO SUL DA SERRA DO CAPARAÓ, ENTRE OS DISTRITOS DE VARRE-SAI – RJ E ALEGRE – ES

O granulito máfico apresenta textura inequigranular, predominantemente granoblástica e subordinadamente lepidoblástica. A foliação varia de incipiente a uma foliação protomilonítica paralela a um bandamento composicional (Figuras 5a, 5b). Quartzo constitui *ribbons* com notáveis evidências de deformação, como subgrãos e novos grãos. Plagioclásio tem composição que varia de andesina a bytownita e ocorre como xenoblastos de até 4 mm que podem apresentar exsolução de antipertita. Ortopiroxênio ocorre como grãos subidioblásticos a xenoblásticos de até 5,5 mm, cuja composição equivale a ferro-hiperstênio e hiperstênio, e, frequentemente, é possível observar substituição por hornblenda nas bordas de seus grãos. Biotita é castanho avermelhada, o que indica a presença de Ti na sua composição, comprovada pelos dados químicos de MEV. Ortoclásio constitui xenoblastos grossos de até 7,5 mm e pode exibir microestrutura do tipo núcleo-manto. Granada ocorre como porfiroblastos que contêm inclusões de biotita e feldspatos muito finos.

A paragênese mineral do metamorfismo em fácies granulito é formada por ortopiroxênio + clinopiroxênio + biotita + ortoclásio + plagioclásio + quartzo ± granada. Esses minerais se encontram em equilíbrio e alguns apresentam características diagnósticas de condições de fácies granulito: biotita com forte pleocroísmo em tons avermelhados e rica em Ti, ortoclásio predominando sobre microclina, plagioclásio antipertítico e, principalmente, ortopiroxênio de origem metamórfica.

As condições P-T do metamorfismo foram calculadas no *software* GPT, a partir de dados químicos da amostra GF-P1A2. As condições de pressão giram em torno de 6 e 8 Kbar e de temperatura entre cerca de 750 e 800°C.

Granulitos máficos compostos por uma paragênese que contém granada + ortopiroxênio + clinopiroxênio são típicos de média pressão (DE WAARD, 1965). A associação mineral constituída de ortopiroxênio + clinopiroxênio + hornblenda + plagioclásio + granada pode ter sua formação descrita pelas reações (1) e (2). A primeira retrata o consumo de hornblenda para o aparecimento de ortopiroxênio a temperaturas próximas de 800°C (SPEAR, 1995). O surgimento da granada pode ser descrito por meio da reação (2), que, embora possa ocorrer nas mesmas condições de temperatura, necessita de pressões acima de 6 Kbar (O'BRIEN & ROTZLER, 2003).

Hornblenda + quartzo = ortopiroxênio + clinopiroxênio + plagioclásio + H<sub>2</sub>O (Reação 1)

Clinopiroxênio + plagioclásio = granada + quartzo (Reação 2)

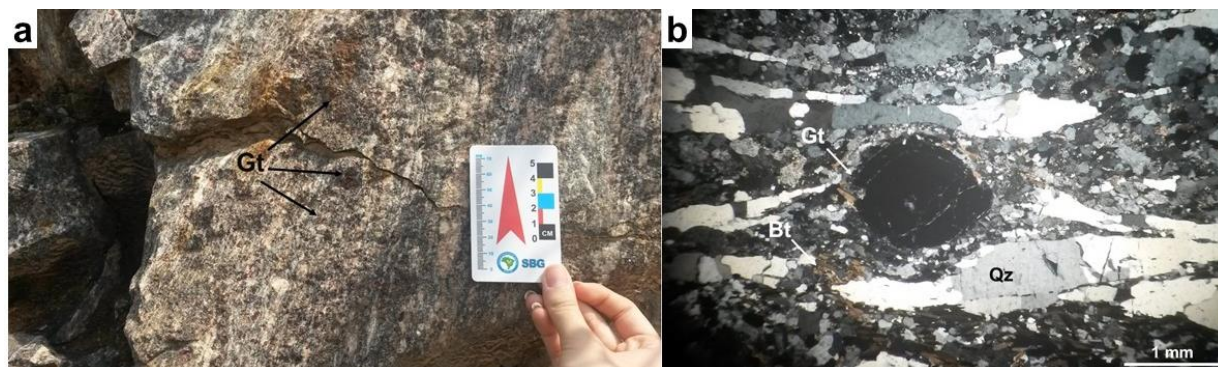
Uma hipótese para os valores baixos de temperatura obtidos através da geotermobarometria é a influência do metamorfismo dinâmico da zona de cisalhamento Guaçuí sobre essas rochas, que ocorreu após o processo de granulitização. Esse evento pode ter causado um retrometamorfismo dos granulitos e ocasionado uma diminuição nas temperaturas de metamorfismo.

Em função da associação mineral composta de ortopiroxênio, clinopiroxênio, plagioclásio, ortoclásio, hornblenda e quartzo e dos aspectos texturais e estruturais da rocha, pode-se correlacionar esse litotipo com os ortogranulitos básicos do Complexo Juiz de Fora (DUARTE et al., 2012), que pode ser correlacionado à Suíte Caparaó (NOVO et al., 2011).

### Granada Gnaiss

O granada gnaiss ocorre dentro da zona de cisalhamento Guaçuí e engloba rochas miloníticas. Encontra-se intercalado ao granulito máfico nos afloramentos visitados. Pode apresentar feições deformacionais dúcteis características de uma rocha milonítica, como foliação milonítica (Figura 6a), maclas deformadas, estruturas núcleo-manto, subgrãos, novos grãos e *ribbons* de quartzo, porém com diferentes intensidades de deformação.





**Figura 6.** (a) Foliação milonítica expressiva, com destaque para níveis granatíferos; (b) Porfiroclasto de granada com cauda de recristalização (LPX, aumento de 40x). Abreviações: Bt = biotita; Gt = granada; Qz = quartzo.

O litotipo granada gnaiss apresenta textura inequigranular granoblástica com porfiroblastos de feldspato, quartzo e granada. Quartzo ocorre como xenoblastos com evidências de deformação, como subgrãos e novos grãos. Plagioclásio apresenta macla polissintética, por vezes em duas direções, que pode estar torta e/ou acunhada, um indicativo de deformação. Biotita possui tons avermelhados de pleocroísmo, o que indica presença de Ti na composição. Granada pode ocorrer como porfiroclastos de até 3,25 mm, com sombra de pressão, cauda de recristalização e perturbando a foliação (Figura 6b).

A paragênese principal é formada de quartzo, plagioclásio, ortoclásio, biotita e granada. A presença de ortoclásio, plagioclásio antipertítico e biotita rica em Ti indicam condições de metamorfismo na fácies granulito.

Posterior ao metamorfismo na fácies granulito, essas rochas passaram por um metamorfismo dinâmico, caracterizado pela zona de cisalhamento Guaçuí, responsável pelas feições deformacionais dúcteis de rochas miloníticas que são observadas no litotipo.

A origem da zona de cisalhamento Guaçuí está associada a um evento de deformação desenvolvido sob um metamorfismo da fácies anfibolito a granulito (SILVA, 2010). É provável que a zona de cisalhamento Guaçuí tenha se formado em um momento posterior a 560 Ma, pois observa-se que a mesma corta rochas da supersuíte G2, que foram geradas no intervalo de 585 – 560 Ma (PEDROSA-SOARES & WIEDEMANN-LEONARDOS, 2000; PEDROSA-SOARES et al., 2007; SILVA, 2010; PEDROSA-SOARES et al., 2011).

Este litotipo pode ser correlacionado com a unidade Gnaiss Granatífero do Complexo Paraíba do Sul (VIEIRA, 1997).

### Meta Charno-enderbito

Este litotipo é composto de plagioclásio, biotita, hornblenda, quartzo, ortoclásio, ortopiroxênio e clinopiroxênio. Possui uma composição granodiorítica que, pela presença de ortopiroxênio, corresponde a um charno-enderbito na série das rochas charnockíticas. A associação mineral é equivalente àquela dos granulitos máficos, entretanto, as feições ígneas nos granulitos foram totalmente obliteradas pelo metamorfismo, processo que não ocorreu com o litotipo meta charno-enderbito.

Plagioclásio é subidiomórfico e possui macla polissintética que em alguns grãos pode aparecer torta e evanescente, além de exibir extinção ondulante, o que indica deformação. Biotita tem forte pleocroísmo que varia do castanho claro até castanho escuro, com tom avermelhado. Hornblenda é produto da alteração de grãos de piroxênio, por vezes assumindo o hábito do mesmo (pseudomorfose). Quartzo é xenomórfico e exibe extinção ondulante, subgrãos e novos grãos. Ortoclásio é subidiomórfico a xenomórfico, com grãos de até 3,5

## PETROLOGIA DAS ROCHAS CHARNOCKTÓIDES NO SUL DA SERRA DO CAPARAÓ, ENTRE OS DISTRITOS DE VARRE-SAI – RJ E ALEGRE – ES

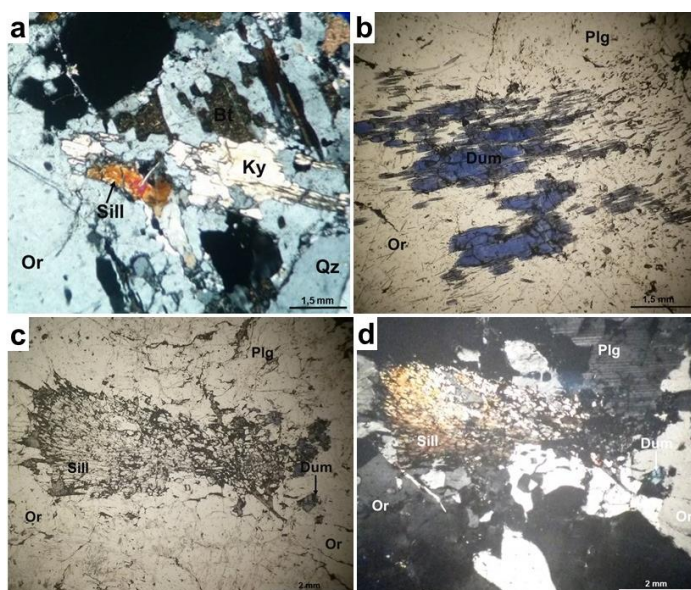
mm. Ortopiroxênio é subidiomórfico e associa-se à biotita e clinopiroxênio, por vezes sendo alterado para hornblenda.

Aspectos ígneos estão bem preservados, como a textura ígnea e cristais de feldspato com forma predominantemente subédrica, o que não ocorre em rochas metamórficas. Entretanto, esse litotipo exhibe algumas feições deformacionais, como extinção ondulante, subgrãos e novos grãos. Em grãos de feldspato podem ocorrer extinção ondulante e macla torta e evanescente, o que indica um processo deformacional dúctil em alta profundidade.

Por suas feições ígneas preservadas, mas com a ocorrência concomitante de evidências deformacionais, esse litotipo pode ser correlacionado com rochas da supersuíte G1 (Pedrosa-SOARES et al., 2011).

### Dumortierita Quartzo Sienito

A rocha possui textura inequigranular granoblástica e é composta de ortoclásio, plagioclásio (oligoclásio), quartzo, biotita, dumortierita, sillimanita e cianita. Ortoclásio é subédrico a anédrico e por vezes exhibe textura mimerquítica no contato com grãos de plagioclásio. Plagioclásio possui macla polissintética e contém inclusões de finas agulhas de dumortierita. Quartzo é anédrico e constitui, principalmente, aglomerados monominerálicos. Biotita ocorre como palhetas de pleocroísmo que varia entre amarelo claro e castanho esverdeado. Dumortierita constitui prismas com forte pleocroísmo, que varia de incolor, azul claro e azul escuro (Figura 7b), inclusos em feldspato e quartzo. Sillimanita ocorre como agulhas muito finas (até 0,5 mm) que, por vezes, formam aglomerados de cerca de 2 mm (Figuras 7c, 7d). Cianita constitui grãos tabulares e associa-se à sillimanita e biotita (Figura 7a).



**Figura 7.** Aspectos microscópicos do dumortierita quartzo sienito. (a) Associação mineral entre biotita, sillimanita e cianita (LPX, aumento de 100x); (b) Prismas de dumortierita com forte pleocroísmo azul (LPP, aumento de 100x); (c - d) Aglomerados de agulhas de sillimanita (LPP e LPX, aumento de 40x). Abreviações: Or = ortoclásio; Plg = plagioclásio; Qz = quartzo; Bt = biotita; Sill = Sillimanita; Ky = cianita; Dum = dumortierita.

O litotipo ocorre como um dique que corta os granulitos no afloramento do ponto GF-P2, o que significa que é posterior ao evento de granulitização e também é posterior à milonitização (que ocorreu no estágio pós-colisional da orogenia), pois não apresenta nenhum tipo de estrutura metamórfica.



A coexistência dos minerais aluminosos polimorfos de  $\text{Al}_2\text{SiO}_5$  sillimanita e cianita pode representar um processo de fusão parcial de sequências metassedimentares, que resultaria em um magma do tipo S, em que a sillimanita se manteve preservada e ocorre como um mineral reliquiar. O magma do tipo S, muito enriquecido em alumínio, cristalizou cianita e dumortierita.

A dumortierita é um borossilicato raro, pois a preferência é a cristalização de turmalina, o mais comum silicato de boro. O magma diferenciado, extremamente aluminoso e rico em elementos incompatíveis, como o boro, favoreceu a cristalização de dumortierita. É importante ressaltar que a ocorrência de dumortierita é inédita nessa região.

A correlação com a unidade mais apropriada para esse litotipo deve levar em consideração que a rocha não está deformada e é produto da cristalização de um magma do tipo S. Dessa maneira, o dumortierita quartzo sienito é um forte candidato a representante da supersuíte G4, produto de fusão crustal e mantélica por descompressão adiabática (Pedrosa-SOARES & WIEDEMANN-LEONARDOS, 2000; PEDROSA-SOARES et al., 2011). O dique pode representar uma apófise de um corpo maior de rochas pertencentes à supersuíte G4 que pode estar próximo ao ponto GF-P2. A presença de rochas da supersuíte G4 nessa região seria algo inédito, pois essa unidade é apenas encontrada em Minas Gerais.

## CONCLUSÃO

Os granulitos máficos podem ser correlacionados com os ortogranulitos básicos do Complexo Juiz de Fora e compõem parte do embasamento paleoproterozoico do Orógeno Araçuaí. As condições de metamorfismo definidas pelo estudo indicam fácies granulito de média pressão, entre 6 e 8 Kbar, e temperaturas de 750 a 800°C, que não são muito altas, mas capazes de cristalizar e estabilizar ortopiroxênio. Sob essas condições, foi gerada a paragênese principal do metamorfismo dessas rochas, que é caracterizada por ortopiroxênio + clinopiroxênio + biotita + ortoclásio + plagioclásio + quartzo  $\pm$  granada. As temperaturas mais baixas podem estar relacionadas ao retrometamorfismo ocorrido durante o metamorfismo dinâmico na zona de cisalhamento Guaçuí.

O granada gnaiss pode ser correlacionado ao gnaiss granatífero do Complexo Paraíba do Sul, de idade neoproterozoica. Exibe uma paragênese principal formada de quartzo, plagioclásio, ortoclásio, biotita e granada, o que indica fácies granulito.

Após o metamorfismo em fácies granulito, ocorreu um metamorfismo dinâmico em fácies anfibolito, que é posterior à geração de rochas da supersuíte G2. A milonitização atingiu tanto os granulitos máficos quanto os granada gnaisses, em intensidades de deformação distintas.

O granada gnaiss encontra-se intercalado aos granulitos máficos, uma associação característica descrita por diversos autores: intercalação de granulitos do Complexo Juiz de Fora com sequências metassedimentares neoproterozoicas.

O litotipo meta charno-enderbita (composição granodiorítica) é composto de plagioclásio, biotita, hornblenda, quartzo, ortoclásio, ortopiroxênio e clinopiroxênio. Esse litotipo pode ser correlacionado com a supersuíte G1, pois exibe aspectos deformacionais, mas mantém feições ígneas.

O dumortierita quartzo sienito é composto de ortoclásio, plagioclásio, quartzo, biotita (siderofilita), dumortierita, sillimanita e cianita. Esse litotipo pode ser interpretado como uma apófise de um corpo da supersuíte G4, o que seria algo novo para a geologia do Espírito Santo e do Rio de Janeiro, uma vez que essa supersuíte só é descrita em Minas Gerais.

# **PETROLOGIA DAS ROCHAS CHARNOCKTÓIDES NO SUL DA SERRA DO CAPARAÓ, ENTRE OS DISTRITOS DE VARRE-SAI – RJ E ALEGRE – ES**

## **REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS**

- ALMEIDA, F. F. M. **O Cráton do São Francisco**. Revista Brasileira de Geociências, v(7), (1-15), p. 349, 1977.
- BUCHER, K. & FREY, M. **Petrogenesis of metamorphic rocks**. Berlim: Springer, 318p. 1994.
- DE WAARD, D. **A proposed subdivision of the granulite facies**. American Journal of Science, v(263), (1-7), p. 455, 1965.
- DUARTE, B. P. *et al.* **Geologia e Recursos Minerais da Folha Itaperuna SF.24-V-C-I, escala 1:100.000**. Belo Horizonte: CPRM, 2012.
- FETTES, D. & DESMONS, J. **Rochas metamórficas: classificação e glossário**. São Paulo: Oficina de Textos, 2014.
- HASUI, Y. **A grande colisão pré-cambriana do sudeste brasileiro e a estruturação regional**. Geociências, São Paulo, v(29), n. 2, (1-28), p. 141, 2010.
- HEILBRON, M. *et al.* **Província Mantiqueira**. In: MANTESSO-NETO, V.; BARTORELLI, A.; CARNEIRO, C. D. R.; BRITO-NEVES, B. B. **Geologia do Continente Sul-Americano**. São Paulo, Editora Beca, p. 203, 2004.
- HORN, A. H. *et al.* **Mapa Geológico, Folha Espera Feliz – SF.24-V-A-IV, Escala 1:100.000**. Programa Geologia do Brasil. Brasília: CPRM, 2007.
- Horn, A. H. **Geologia da Folha Espera Feliz SF.24.V.A.IV, escala 1:100.000**. Brasília: CPRM, 2007.
- MORAES, R.; FUCK, R. A.; DUARTE, B. P.; BARBOSA, J. S. F.; LEITE, C. M. M. **Granulitos do Brasil**. In: MANTESSO-NETO, V.; BARTORELLI, A.; CARNEIRO, C. D. R. & BRITO-NEVES, B. B. **Geologia do continente sul-americano: evolução da obra de Fernando Flávio Marques de Almeida**. São Paulo: Editora Beca, p. 321, 2004.
- MORAES, R. **Estudo sobre a geração e evolução de granulitos e migmatitos, usando como exemplos as rochas da Faixa Araçuaí, BA e do Complexo Anápolis-Itauçu, GO**. 2013, 196p. Tese de Livre Docência em Geologia, Universidade de São Paulo, São Paulo, 2013.
- NOCE, C. M. *et al.* **O Embasamento Arqueano e Paleoproterozoico do Orógeno Araçuaí**. Geonomos, v(15), n. 1, (1-7), p. 17, 2007a.
- NOCE, C. M.; PEDROSA-SOARES, A. C.; SILVA, L. C.; ARMSTRONG R. & PIUZANA, D. **Evolution of polycyclic basement complexes in the Araçuaí orogen, based on U-Pb SHRIMP data: Implications for Brazil-Africa links in Paleoproterozoic time**. Precambrian Research, v(159), (1-19), p. 60, 2007b.
- NOVO, T. A.; NOCE, C. M.; PEDROSA-SOARES, A. C. & BATISTA, G. A. P. **Rochas granulíticas da Suíte Caparaó na região do Pico da Bandeira: embasamento oriental do Orógeno Araçuaí**. Geonomos, v(19), n. 2, (1-8), p. 70, 2011.
- O'BRIEN, P. J. & ROTZLER, J. **High-pressure granulites: formation, recovery of peak conditions and implications for tectonics**. Journal of Metamorphic Geology, v(21), (1-18), p. 3, 2003.

- PEDROSA-SOARES, A. C. & WIEDEMANN-LEONARDOS, C. M. **Evolution of the Araçuaí Belt and its connection to the Ribeira Belt, Eastern Brazil.** In: CORDANI, U.; MILANI, E; THOMAZ-FILHO, A. & CAMPOS, D. A. **Tectonic Evolution of South America.** São Paulo, Sociedade Brasileira de Geologia, p. 265, 2000.
- PEDROSA-SOARES, A. C. *et al.* **Orógeno Araçuaí: Síntese do conhecimento 30 anos após Almeida, 1977.** Geonomos, v(15), (1-16), p. 1, 2007.
- PEDROSA-SOARES, A. C. *et al.* **Late Neoproterozoic-Cambrian granitic magmatism in the Araçuaí orogen (Brazil), the Eastern Brazilian Pegmatite Province and related mineral resources.** The Geological Society of London: Special Publications, v(350), (1-27), p. 25, 2011.
- POWELL, R. & HOLLAND, T. J. B. **Optimal geothermometry and geobarometry.** Journal of Metamorphic Geology, v(79), (1-14), p. 120, 1994.
- RICHARD, L. R. **MinPet: Mineralogical and petrological data processing system, version 2.02.** MinPet Geological Software, Québec, 1995.
- RECHE, J. & MARTINEZ, F. J. **GPT: An excel spreadsheet for thermobarometric calculations in metapelitic rocks.** Computers & Sciences, v(22), n. 7, (1-10), p. 775, 1996.
- SILVA, L. C. *et al.* **Reavaliação da evolução geológica em terrenos pré-cambrianos brasileiros com base em novos dados U-Pb SHRIMP, parte II: Orógeno Araçuaí, Cinturão Móvel Mineiro e Cráton São Francisco Meridional.** Revista Brasileira de Geociências, v(32), n. 4, (1-16), p. 513, 2002.
- SILVA, C. M. T. **OSistema Transcorrente da porção sudeste do Orógeno Araçuaí e norte da Faixa Ribeira: geometria e significado tectônico.** 2010. 249 p. Tese de Doutorado em Geologia Estrutural e Tectônica – Programa de Pós-Graduação em Evolução Crustal e Recursos Naturais, Universidade Federal de Ouro Preto, Ouro Preto, 2010.
- SPEAR, F. S. **Metamorphic phase equilibria and pressure-temperature-time paths.** 1995, 799 p. Washington: Mineralogical Society of America Monograph, 1995.
- VIEIRA, V. S. **Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil: Cachoeiro de Itapemirim, Folha SF.24-V-A, escala 1:250.000.** Brasília: CPRM, 1997.
- VIEIRA, V. S. **Mapa Geológico do Estado do Espírito Santo, escala 1:400.000.** Belo Horizonte: CPRM, 2013.
- VIEIRA, V. S. **Unidades Estratigráficas.** In: VIEIRA, V. S. & MENEZES, R. G. de. **Geologia e Recursos Minerais do Estado do Espírito Santo: texto explicativo do mapa geológico e de recursos minerais.** Belo Horizonte: CPRM, 2015. p. 35 – 38.
- WIEDEMANN-LEONARDOS, C. M. *et al.* **Arquitetura de Plútons Zonados da Faixa Araçuaí-Ribeira.** Geonomos, v(8), n. 1, (1-14), p. 25, 2000.



## Capítulo 4

### CARACTERIZAÇÃO DO METAMORFISMO DAS ROCHAS PARADERIVADAS DO COMPLEXO ACAIACA, REGIÃO SUDESTE DE MINAS GERAIS

*Jéssica Bassini Ramiro<sup>1</sup>, Edgar Batista de Medeiros Júnior<sup>2</sup>, Hanna Jordt-Evangelista<sup>2</sup>*

**RESUMO.** O presente trabalho consiste no estudo metamórfico das condições de geração das rochas paraderivadas do Complexo Acaiaca, na região sudeste de Minas Gerais. A metodologia baseou-se em estudos petrográficos, de composição química mineral e geotermobarometria. As rochas estudadas neste trabalho foram denominadas: sillimanita-granada granulitos e cianita-biotita xisto, por conta das diferentes paragêneses e mudanças texturais. A partir dos estudos de química mineral e de geotermobarometria convencional e otimizada, constatou-se que essas rochas teriam atingido o pico do processo metamórfico em condições de fácies granulito com temperaturas superiores a 700°C e pressões médias, em torno de 5 a 6 kbar e que teriam sofrido processo de retrometamorfismo. A trajetória P-T-t construída para essas rochas descreve um caminho horária e caracterizada por um metamorfismo progressivo dado pelo aumento de temperatura e uma despressurização. O modelo de evolução tectônica com base nos resultados deste trabalho, pressupõe que as rochas desse Complexo foram metamorfizadas durante a Orogenia Transamazônica, que também seria o evento responsável pela exumação do Complexo Acaiaca, imediatamente após sua formação.

**PALAVRAS-CHAVE.** Fácies granulito; Geotermobarometria; Sillimanita-granada granulito; Cianita-biotita granulito.

## INTRODUÇÃO

O Complexo Acaiaca é composto predominantemente por rochas de fácies granulito orto e paraderivadas. Compõe-se de uma faixa de direção N-S, de aproximadamente 5 km de largura E-W, situada em meio aos gnaisses bandados e migmatizados de fácies anfibolito pertencentes ao Complexo Mantiqueira (MEDEIROS-JÚNIOR e JORDT-EVANGELISTA, 1984 e JORDT-EVANGELISTA et al., 1987). O presente trabalho visou contribuir para o entendimento da história metamórfica do Complexo, com base nos litotipos paraderivados encontrados nessa unidade, visto que estes possuem uma mineralogia bastante variada. O estudo da evolução metamórfica desses litotipos com base nas associações minerais presentes, na química mineral e nos cálculos geotermobarométricos podem ser fundamentais para o entendimento da gênese dessas rochas, sua relação como os outros litotipos paraderivados e seu significado para o Complexo Acaiaca.

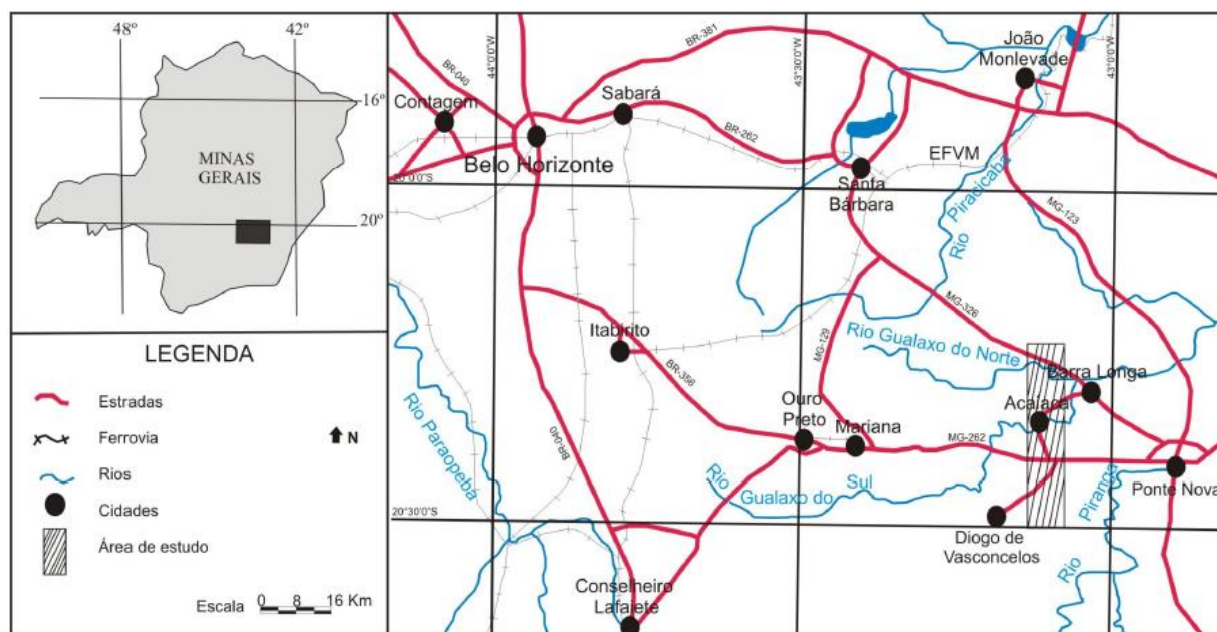
## LOCALIZAÇÃO E VIAS DE ACESSO

<sup>1</sup>Bacharel em geologia – Castelo, ES, Brasil

<sup>2</sup>Departamento de Geologia - Escola de Minas - Universidade Federal de Ouro Preto – Ouro Preto, MG - Brasil

## CARACTERIZAÇÃO DO METAMORFISMO DAS ROCHAS PARADERIVADAS DO COMPLEXO ACAIACA, REGIÃO SUDESTE DE MINAS GERAIS

A área de estudo está inserida na região centro-sudeste de Minas Gerais, disposta entre os municípios de Mariana, Barra Longa, Acaiaca e Diogo Vasconcelos. O principal acesso se dá pela rodovia MG-262 tendo como ponto de partida, o município de Ouro Preto no sentido Ponte Nova, seguindo por Mariana até o trevo de Acaiaca e Diogo Vasconcelos, tendo o trajeto por volta de 50 km. Na Figura 1 pode-se observar as principais vias de acesso e os municípios que estão localizados próximos a área de estudo.



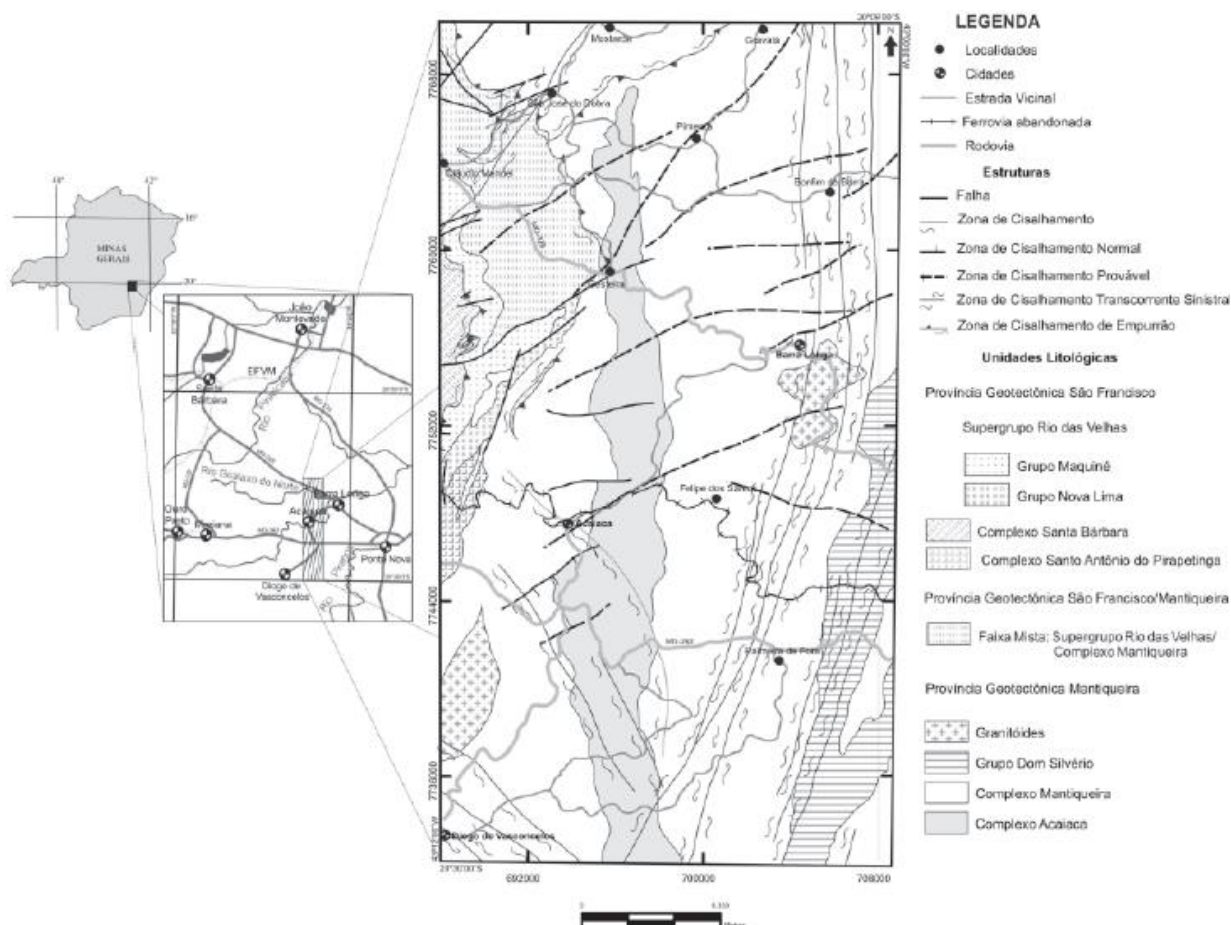
**Figura 1.** Localização da área de estudos.

### GEOLOGIA REGIONAL

A região estudada está inserida no Complexo Acaiaca (JORDT-EVANGELISTA, 1984), que se situa geotectonicamente no extremo sudoeste da Faixa Araçuaí, numa região formada por rochas do embasamento do Cráton do São Francisco Meridional, retrabalhadas durante o Evento Brasileiro (BALTAZAR e RAPOSO, 1993). É composto predominantemente por rochas de fácies granulito orto e paraderivadas. Ocorre na forma de uma faixa de direção N-S de aproximadamente 32 km, com 5 km de largura E-W, ladeada pelos gnaisses variavelmente migmatizados de fácies anfibolito pertencentes ao Complexo Mantiqueira (Figura 2) (JORDT-EVANGELISTA et al., 1987; MEDEIROS-JÚNIOR, 2009; MEDEIROS-JÚNIOR e JORDT-EVANGELISTA, 2010).

O Complexo Acaiaca foi descrito pela primeira vez por Jordt-Evangelista (1984) sendo composto predominantemente por rochas da fácies granulito, que foram classificadas por Jordt-Evangelista et al., (1987) como plagiogranulitos e piribolitos, predominantemente, com ocorrência subordinada de kinzigitos e sillimanita-granada-quartzitos. Atualmente com base na nomenclatura de rochas metamórficas de Fettes & Desmons (2007) são denominados como granulitos félsicos, máficos e aluminosos, respectivamente. No trabalho de Medeiros Júnior (2009) ainda tem-se a descrição de granulitos aluminosos com cordierita e sillimanita e granulitos de composição ultramáfica (olivina-piroxênio granofels). Outros litotipos também são encontrados na região de ocorrência do Complexo Acaiaca, como anfibolitos, gnaisses quartzo-feldspáticos, meta-granitos, pegmatitos graníticos e diabásio (JORDT-EVANGELISTA, 1984; MEDEIROS-JÚNIOR, 2009).

A ênfase do presente trabalho é nos granulitos aluminosos, classificados como Granada  $\pm$  sillimanita  $\pm$  cordierita  $\pm$  cianita granulitos por Medeiros-Júnior (2009) que possuem uma mineralogia típica de rochas paraderivadas contendo um polimorfo de  $Al_2O_3$  (sillimanita ou cianita) em sua composição, além dos minerais essenciais como biotita, granada, plagioclásio e quartzo, podendo conter ainda feldspato potássico e cordierita. Os litotipos que apresentam cianita apresentam textura granolepdoblástica, tendo como característica marcante a aparência de xisto e ocorrência de cianita centimétrica em amostras de mão. A cianita pode perfazer até 20% deste litotipo e ocorrem predominantemente inclusos em grãos de cordierita que a substitue parcialmente. Este litotipo ocorre na região central e norte do complexo. Já os litotipos que portam sillimanita possuem estrutura maciça de composição essencialmente quartzo-feldspática, portando granada, sillimanita e, por vezes, cordierita. A sillimanita ocorre predominantemente na forma de finas agulhas que podem exibir uma orientação incipiente. Este litotipo é encontrado na parte mais central do complexo, em afloramentos de formatos arredondados (JORDT-EVANGELISTA, 1984; MEDEIROS-JÚNIOR, 2009).



**Figura 2.** Mapa geológico regional mostrando a localização do Complexo Acaiaca.  
Fonte: Medeiros-Júnior (2016).

## METODOLOGIA

O trabalho foi realizado com base no retrabalhamento de dados de lâminas delgadas e análises de química mineral disponibilizados pelo autor do trabalho de Medeiros-Júnior (2009). Foram descritas 7 lâminas delgadas de rocha distribuídas espacialmente em 5 pontos. Para o estudo de química mineral foram trabalhados os dados de microsonda eletrônica das rochas

## **CARACTERIZAÇÃO DO METAMORFISMO DAS ROCHAS PARADERIVADAS DO COMPLEXO ACAIACA, REGIÃO SUDESTE DE MINAS GERAIS**

paraderivadas disponibilizados pelo autor supracitado. Esses dados foram utilizados para o estudo geotermobarométrico. Utilizaram-se os seguintes geotermômetros convencionais: granada-biotita, granada-cordierita e granada-estaurolita. E os geobarômetros utilizados foram o granada- $\text{Al}_2\text{SiO}_5$ -quartzo-plagioclásio (GASP) e o granada-cordierita-quartzo- $\text{Al}_2\text{SiO}_5$  (GCQA). Na geotermobarometria otimizada foi utilizado o software THERMOCALC 3.33 (POWELL e HOLLAND, 1994) em que foram obtidas as condições de pressão e temperatura envolvidas no metamorfismo, assim como seus erros associados. A partir dos dados obtidos foi possível produzir a construção da trajetória gráfica P-T-t das rochas estudadas, além da caracterização das reações possivelmente envolvidas neste processo e das possíveis condições do pico do processo metamórfico e do retrometamorfismo.

## **RESULTADOS E DISCUSSÕES**

Os litotipos estudados são derivados de protólito pelítico evidenciado pela mineralogia aluminosa tipicamente encontrada e se distinguem em dois litotipos: sillimanita-granada granulito e cianita-biotita xisto por apresentarem diferentes texturas e mineralogia. Por exemplo, ambos os litotipos possuem porfiroblastos de granada, porém a cordierita presente nas duas rochas ocorre de maneira bastante distinta em cada um dos litotipos e a paragênese sillimanita+cianita não é observada, quando sillimanita ocorre, cianita não está presente e vice-versa. As rochas foram classificadas segundo Fettes e Desmons (2007).

Os sillimanita-granada granulitos apresentam comumente textura granoblástica evidenciada pelos grãos finos a grossos de quartzo, plagioclásio e ortoclásio em contato interlobado. Localmente pode-se evidenciar textura mirmequítica com intercrescimento de quartzo vermiforme no contato de plagioclásio com ortoclásio. A cordierita possui textura pseudomórfica, envolta por grãos de biotita e sericita, e os porfiroblastos de granada além de possuírem inclusões menores se encontram intensamente fraturados com algumas dessas fraturas preenchidas por Mg-clorita. O quartzo ainda possui feições de recristalização quando em grãos finos nas bordas de outros minerais.

A mineralogia é dada essencialmente por plagioclásio (15-30%), quartzo (15-25%), ortoclásio (10-20%), granada (10-12%), biotita (8-16%). Além disso, têm-se cordierita perfazendo até 13% em volume quando ocorre neste litotipo, e sillimanita ocorrendo como finas palhetas (5-15%). Secundariamente ocorrem Mg-clorita e sericita como minerais de substituição. Minerais opacos, zircão e monazita são os principais minerais acessórios, sendo os dois últimos facilmente identificados pelos seus halos pleocróicos. O plagioclásio varia de fino a grosso, subidioblástico a xenoblástico, por vezes antipertítico, incolor, relevo baixo, comumente em contato interlobado com quartzo e ortoclásio. Frequentemente possui evidências de sericitização e maclas polissintéticas. Alguns grãos ainda contêm inclusões de biotita e Mg-clorita. O quartzo possui forma xenoblástica, grãos finos a médios, incolores, com forte extinção ondulante, possuindo contatos que variam de interlobados a serrilhados. O ortoclásio ocorre em grãos médios, subidioblástico, incolor, relevo baixo, comumente em contato interlobado com plagioclásio e quartzo, mais facilmente distinguível quando pertítico com alguns grãos parcialmente substituídos por sericita. A granada ocorre como grãos xenoblásticos a subidioblásticos de granulação fina a grossa, incolores e de relevo alto. Os grãos finos se encontram inclusos em cordierita e/ou associado as bordas desta fase mineral, e os de granulação grossa ocorrem como porfiroblastos poiquiloblásticos com fraturas preenchidas por biotita e/ou Mg-clorita. Os minerais inclusos são sillimanita, plagioclásio, quartzo, biotita e zircão. A biotita ocorre em grãos lamelares, pleocróicos variando de castanho claro a castanho avermelhado, extinção mosqueada. Alguns grãos estão inclusos em ortoclásio, plagioclásio, cordierita e nos porfiroblastos de granada. Os grãos de cordierita quando presentes, são subidioblásticos (com seções quadráticas), incolores, de relevo baixo,



com maclas em cunha. Possuem inclusões de zircão facilmente distinguíveis pelos halos pleocróicos presentes e nas bordas ocorrem palhetas de sillimanita. A sillimanita é incolor, de relevo moderado e ocorre na forma de finas palhetas inclusas em granada e cordierita e na matriz da rocha encontra-se associada a feldspato e biotita.

O litotipo cianita-biotita xisto são texturalmente inequigranulares, contendo grãos de até 5mm, comumente granolepidoblásticos, evidenciado por grãos de biotita orientados e grãos de quartzo e plagioclásio equidimensionais, sendo que os grãos de quartzo apresentam feições de recristalização. Os contatos dos grãos são geralmente interlobados e em algumas amostras ainda pode-se observar uma textura poiquiloblástica dos porfiroblastos de granada. Possuem uma grande quantidade de filossilicatos identificados como biotita orientados em uma direção preferencial em algumas porções. As rochas são compostas por biotita (15-30%), cordierita (8-20%), plagioclásio (12-15%), quartzo (10-12%) e cianita (5-8%). Também podem conter granada (0-20%), Mg-clorita (10-18%) e sericita (2-10%), esporadicamente, sendo este último produto de sericitização de plagioclásio e cordierita. Ainda pode-se encontrar minerais opacos, zircão, monazita, rutilo, estaurolita e hornblenda em menores proporções. A biotita ocorre sob a forma de grãos lamelares orientados segundo uma direção preferencial, são finos com pleocroísmo que varia do castanho ao verde pálido, possuem relevo baixo, extinção mosqueada e cores de interferência de 2ª ordem. Comumente possuem halos pleocróicos gerados por inclusões de rutilo, zircão e/ou monazita. A cordierita apresenta-se como grãos xenoblásticos que englobam diferentes fases minerais (e.g. cianita, biotita, plagioclásio, granada e estaurolita) que frequentemente possuem formas irregulares ou arredondadas, às vezes, esqueléticas. Em algumas seções a cordierita encontra-se substituída por grãos de Mg-clorita e sericita. Possui halos pleocróicos preservados de zircão e/ou monazita e maclas em cunhas que geralmente se encontram mal-formadas. O plagioclásio varia de subidioblástico a xenoblástico, incolor, relevo baixo e alguns possuem feições de sericitização. Quando os grãos são finos conferem juntamente com os grãos de quartzo a textura granoblástica da rocha com maclas polissintéticas e quando são médios não se encontram maclados. A granada não ocorre em todos os litotipos, são grãos porfiroblásticos poiquiloblásticos chegando a ter até 1,3 cm, se encontram intensamente fraturados e com uma grande quantidade de inclusões de variados minerais como estaurolita, rutilo e cianita. A cianita ocorre como grãos tabulares finos a médios levemente orientados, relevo alto, incolores e apresentam clivagem característica. Geralmente encontra-se englobada por cordierita e algumas vezes inclusa em granada. A Mg-clorita se apresenta intercrescida com biotita ou como produto de substituição de cordierita, é incolor a levemente esverdeada, possui cores de interferência cinza de 1º ordem e ocorre sob a forma de finas palhetas conferindo uma textura decussada. A Estaurolita ocorre como mineral acessório, representada por menos de 5% desses litotipos, com grãos subidioblásticos finos, amarelados, ocorrendo preferencialmente inclusos em granada.

Com base nos aspectos petrográficos descritos, os sillimanita-granada granulitos apresentam como paragênese principal sillimanita + granada + ortoclásio + biotita + plagioclásio + quartzo  $\pm$  cordierita sugerindo condições de fácies granulito (WHITE et al., 2007). O retrometamorfismo é evidenciado pela paragênese Mg-clorita + sericita, que possivelmente indica condições de fácies xisto verde. O litotipo caracterizado como cianita-biotita xisto apresenta uma textura caracterizada pelo desequilíbrio estrutural das fases minerais, evidenciado principalmente pela forma de ocorrência dos grãos de cordierita, que se dispõem englobando outros grãos sugerindo que estejam corroendo-os e/ou crescendo as suas custas. Com base na análise microestrutural é possível indicar três paragêneses distintas: cianita  $\pm$  granada + biotita + plagioclásio + quartzo  $\pm$  estaurolita + rutilo, cordierita  $\pm$  granada + quartzo e Mg-clorita + sericita. A primeira indica condições de fácies anfibolito, o que é marcado pela coexistência de estaurolita e cianita. As características texturais evidenciam que

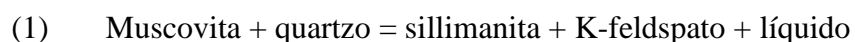
## **CARACTERIZAÇÃO DO METAMORFISMO DAS ROCHAS PARADERIVADAS DO COMPLEXO ACAIACA, REGIÃO SUDESTE DE MINAS GERAIS**

essa paragênese é relíctica, ou seja, representa o registro do metamorfismo progressivo. A segunda sugere que o aparecimento de cordierita ocorreu na fácies granulito e com isso essa associação pode ser considerada como a representante do pico do processo metamórfico. A última caracteriza a paragênese retrometamórfica gerada em condições de fácies xisto-verde. Uma característica interessante dessa rocha é a ausência de k-feldspato na associação mineral, o que difere do sillimanita-granada granulito. Isso provavelmente pode refletir em um baixo conteúdo de potássio para essas rochas, o que as deixaria com composição química e mineralógica semelhantes aos kinzigitos da Floresta Negra (FETTES e DESMONS, 2007). Com isso, essas rochas poderiam representar porções restíticas de um processo anatético.

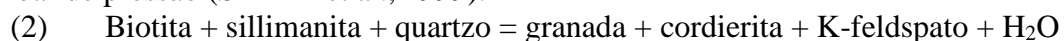
Com base nos dados petrográficos obtidos, verifica-se que os dois litotipos (sillimanita-granada granulito e cianita-biotita xisto) apresentam diferentes aspectos que permitem a distinção de ambos, além da característica principal que seria a presença de sillimanita no primeiro, e cianita no segundo, pois ambas as fases não ocorrem juntamente. No caso dos sillimanita-granada granulito, as características principais são evidenciadas pela textura granoblástica da rocha, que possuem uma pequena quantidade de biotita, se comparada ao outro litotipo, que não apresenta qualquer tipo de orientação preferencial, e que a cordierita além de não ocorrer em todas as amostras estudadas, possui uma forma mais quadrática em que os grãos são bem formados e parece estar em equilíbrio textural com os demais minerais da rocha. Este litotipo também apresenta feldspato potássico que não ocorre no cianita-xisto. Este último, é caracterizado pela grande abundância de biotita e pela orientação desses minerais em uma direção preferencial conferindo a rocha xistosidade. Além disso, neste litotipo a cordierita ocorre de forma xenoblástica englobando e parecendo corroer grãos de outros minerais como biotita e cianita, evidenciando um desequilíbrio textural entre essas fases minerais. A granada não ocorre em todas as amostras, porém apresenta grãos de vários minerais inclusos, como estauroilita e cianita, preservando-os. Ainda se observa uma grande quantidade de minerais acessórios como rutilo, monazita e zircão.

A paragênese de ambos os litotipos também apresenta diferenças, no sillimanita-granada granulito foram identificadas apenas duas paragêneses, uma do pico do metamorfismo apresentando minerais como granada, cordierita, quartzo, ortoclásio e plagioclásio e uma do retrometamorfismo, com a presença dos minerais secundários. Nos cianita-biotita xistos são identificadas três paragêneses, por conta do desequilíbrio textural evidenciado nessas rochas, sendo uma paragênese do metamorfismo progressivo, uma do pico metamórfico e uma do retrometamorfismo.

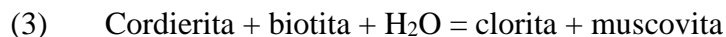
O sillimanita-granada granulito é caracterizado pela paragênese do pico metamórfico dada por sillimanita + granada + ortoclásio + biotita + plagioclásio + quartzo  $\pm$  cordierita indicando condições de fácies granulito. O surgimento dessa associação mineral pode ter se dado pela desidratação de muscovita, conforme descrito pela reação (1). Essa reação é descontínua e se processa a partir de 730°C e 6,0 kbar (SPEAR et al., 1999). Durante o desenvolvimento dessa reação têm-se a formação de líquido, o que pode ser evidenciado pela forma subédrica dos feldspatos. Isso indica uma natureza peritética para essa fase mineral.



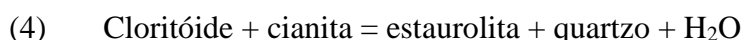
Com o avanço do metamorfismo progressivo, pode-se sugerir que a paragênese do pico do processo metamórfico foi desenvolvida pela reação (2), que é descontínua e caracterizada pela desidratação de biotita. Ela também prevê a formação de líquido e feldspato peritético. Suas condições termobáricas exigem no mínimo 750°C de temperatura e 4 a 8 kbar de pressão (SPEAR et al., 1999).



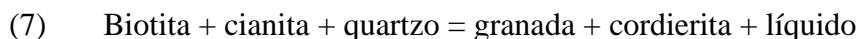
A associação mineralógica relacionada ao retrometamorfismo é composta por clorita e sericita que provavelmente marcam um processo retrometamórfico caracterizado pela hidratação da rocha em condições de mais baixa temperatura. A reação (3) caracterizada pela hidratação de cordierita poderia explicar o aparecimento dessas fases minerais em condições de fácies xisto verde a anfibolito inferior (SPEAR et al., 1999).



O cianita-biotita xisto são caracterizados por três paragêneses distintas, que indicam condições do metamorfismo progressivo, do pico metamórfico e do retrometamorfismo. A primeira paragênese verificada é dada por cianita  $\pm$  granada + biotita + plagioclásio + quartzo  $\pm$  estaurolita + rutilo. O aparecimento de estaurolita para a paragênese em questão pode ser sugerido com base na reação (4) que descreve a desestabilização do cloritóide na passagem da fácies xisto verde para anfibolito (YARDLEY, 2004). Como os grãos de estaurolita estão inclusos em granada, a formação de granada pode ser explicada com base na reação (5) que descreve a desidratação de estaurolita e a geração de cianita. Com base nos aspectos texturais e mineralógicos do cianita-biotita xisto, as condições termobáricas mais prováveis para essa reação estão entre 600°C e 700°C de temperatura e entre 6 e 9 kbar (BUCHER e FREY, 1994). A existência do plagioclásio na paragênese pode ser explicada pela reação (6) que marca seu consumo e a formação de cianita em condições de fácies anfibolito e pressões de no mínimo 4 kbar (SPEAR et al., 1999). Vale ressaltar, que essa reação pressupõe a formação de K-feldspato, que é inexistente na rocha. Isso pode indicar que houve a formação de líquido durante o processo de consumo dessa fase. De acordo com as reações (4), (5) e (6) as condições de fácies anfibolito superior seriam as mais adequadas para a formação dessa paragênese.



O surgimento de cordierita marcado pela paragênese cordierita  $\pm$  granada + quartzo pode ser descrito pela reação (7), que assim como a reação (2) indica condições de fácies granulito (SPEAR et al., 1999). Entretanto vale ressaltar, que a ocorrência de cianita como reagente da reação implica que esta reação se processou com aumento de temperatura e redução brusca da pressão, em pelo menos 2 kbar. Caso contrário, o polimorfo de  $\text{Al}_2\text{SiO}_5$  que estaria presente seria a sillimanita.



O surgimento de Mg-clorita e sericita no retrometamorfismo pode ser explicado pela reação (3), assim como no sillimanita-granada granulito.

Os sillimanita-granada granulitos foram estudados em duas amostras distintas, PAC-101A1 e PAC-09A. As temperaturas obtidas para a primeira amostra mostram resultados entre 613°C a 642°C e pressões em torno de 5,2 e 5,5 kbar com base em dados obtidos pelo THERMOCALC 3.33 (POWELL e HOLLAND, 1994). Os valores de temperatura encontrados são muito mais baixos que o esperado para a paragênese em questão, mas considerando-se os erros (em torno de 70°C a 88°C) gerados é possível supor que o processo retrometamórfico tenha afetado os valores de temperatura. Na amostra PAC-09A, com base na geotermobarometria convencional, têm-se temperaturas em torno de 700°C e 750°C e

## **CARACTERIZAÇÃO DO METAMORFISMO DAS ROCHAS PARADERIVADAS DO COMPLEXO ACAIACA, REGIÃO SUDESTE DE MINAS GERAIS**

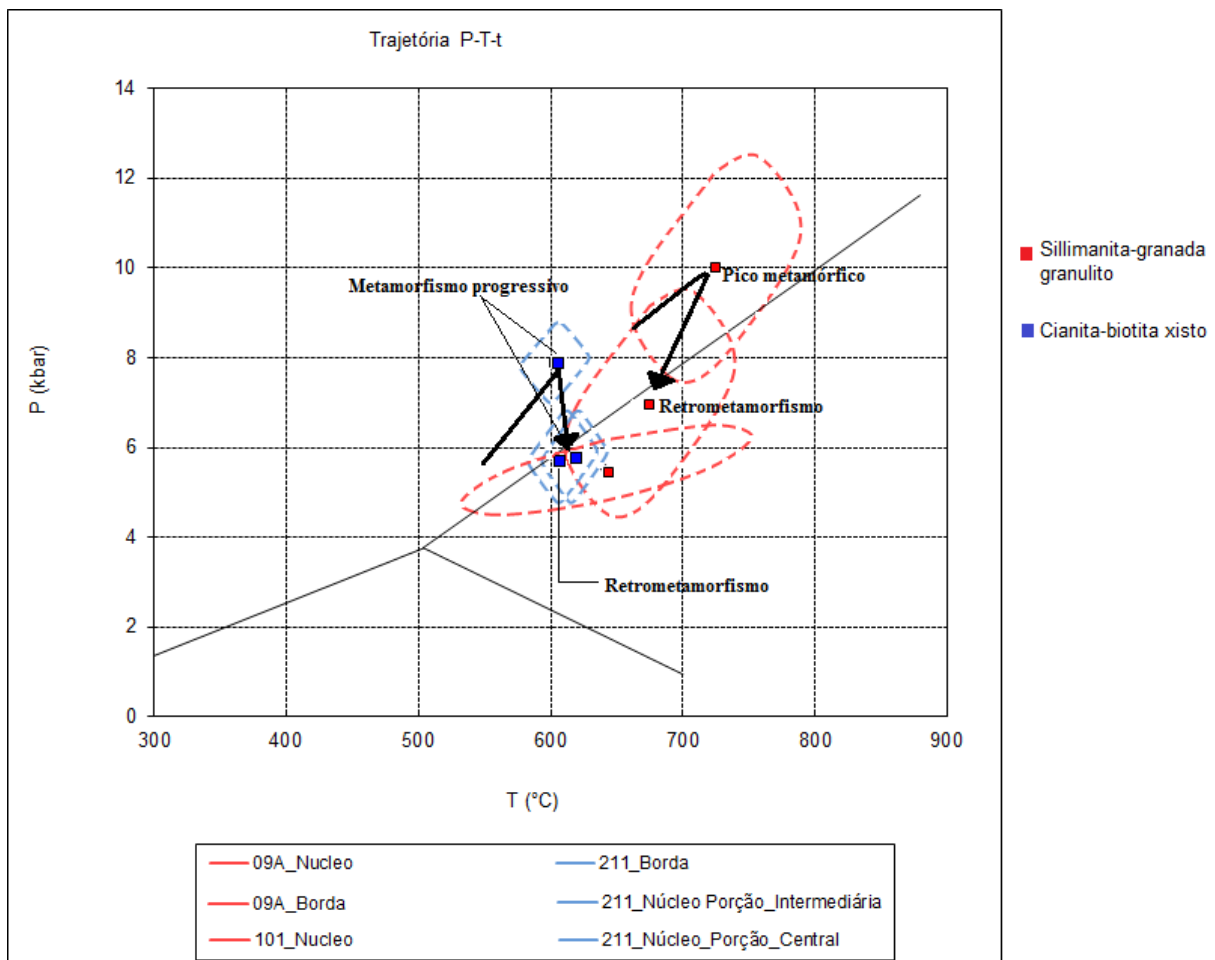
pressões entre 8 e 12 kbar para o núcleo, o que é mais condizente com as condições térmicas esperadas. Entretanto, as condições de pressão são um pouco mais elevadas. Os dados obtidos para as bordas dos minerais alcançaram as mesmas temperaturas do núcleo, porém as pressões obtidas ficaram entre 6 e 9 kbar, o que a princípio pressupõe uma despressurização do sistema a temperaturas praticamente constantes.

Os cianita-biotita xistos estudados a partir da amostra PAC-211, com base no programa THERMOCALC 3.33 (POWELL e HOLLAND, 1994), forneceu temperaturas em torno de 618°C e pressões de 7,9 kbar, com base em estudos das porções mais centrais do núcleo das fases minerais. Já as temperaturas obtidas para a porção mais intermediária do núcleo foram de 609°C e 5,8 kbar, e nas bordas dos minerais os dados obtidos de pressão foram os mesmos que os últimos, porém a temperatura obtida foi de 603°C. Esses dados foram obtidos fundamentados na paragênese relíctica da fácies anfibolito e reafirmam essas condições metamórficas para a formação do litotipo. A associação granada-cordierita forneceu por meio da geotermobarometria convencional valores entre 595°C a 724°C, o que sugere uma grande dispersão dos valores e a possibilidade de temperaturas um pouco mais altas que as obtidas para a associação anterior. Embora isso não possa ser garantido com base nesses dados sabe-se que a associação granada + cordierita necessita de pelo menos 750°C de temperatura para a sua formação. O geotermômetro granada-estaurolita também indica condições de temperatura mais altas (>700°C) o que de certa forma é incompatível para o campo de estabilidade conhecido para estaurolita. Entretanto, segundo Ashworth (1975) e García-Casco et al., (2003), o conteúdo de Zn presente na estaurolita estudada poderia explicar a sobrevivência desta fase mineral em condições de fácies granulito.

A partir dos dados obtidos para ambos os litotipos foi possível a construção gráfica de parte da trajetória P-T-t dessas rochas (Figura 3). De acordo com os resultados obtidos pelos geotermômetros convencionais para a amostra PAC-09A (sillimanita-granada granulito), verifica-se que essa rocha é caracterizada por uma trajetória horária, cujas condições do pico estão ao redor de 725°C de temperatura e em torno de 10 kbar de pressão, representando condições de fácies granulito. O processo retrometamórfico teria ocorrido com o decréscimo da pressão em condições quase isotérmicas, pois verifica-se uma diminuição insignificante da temperatura e valores de pressão ao redor de 7 kbar. Como se sabe que os geotermobarômetros convencionais possuem uma grande margem de erro e não possuem consistência estatística, fez-se o mesmo estudo com sillimanita-granada granulito da amostra PAC-101A, com base em dados do THERMOCALC. Não foi possível traçar a trajetória a partir dos dados obtidos, pois só foram trabalhados para o núcleo das fases minerais envolvidas. Com isso, é possível verificar que as condições de pressão obtidas para a amostra PAC-101A são mais baixas do que as registradas pela geobarometria convencional realizada na amostra PAC-09A, marcando valores entre 5 kbar e 6 kbar para o pico do processo metamórfico. Constata-se que provavelmente as condições de temperatura do pico do processo metamórfico teriam sido obliteradas pelo processo de retrometamorfismo experimentado por essas rochas.

Os resultados obtidos para os cianita-biotita xistos, através do estudo no programa THERMOCALC 3.33 (POWELL & HOLLAND, 1994) para amostra PAC-211 revela uma despressurização do sistema do núcleo das fases minerais para as bordas, mas diferente do observado para o sillimanita-granada granulito, isso ocorre com aumento de temperatura para as porções intermediárias do grão e posterior diminuição. Nos dados de núcleo têm-se temperaturas entre 603°C e pressões em torno de 7,9 kbar, nas porções intermediárias do mineral obteve-se 613°C e 5,8 kbar e nas bordas, os valores são de 609°C e 5,8 kbar. Isto poderia indicar que o pico do processo metamórfico teria ocorrido em maiores pressões e que para as condições do retrometamorfismo teria ocorrido uma despressurização do sistema a temperaturas constantes. Estes dados associados aos dados texturais e mineralógicos obtidos

por meio do estudo das lâminas delgadas indicam uma possível geração de rocha na fácies anfibolito sob condições de pressão mais altas, conforme já foi relatado por Medeiros-Júnior (2009). Isso pode ser sugerido com base na preservação da paragênese relíctica do metamorfismo progressivo nesses litotipos. Com isso, o pico do processo metamórfico seria caracterizado pela geração da associação granada + cordierita, que teria se formado em condições de temperatura mais altas e pressões bem mais baixas. Isso justificaria a presença de cianita e cordierita na mesma rocha, pois se sabe que nas condições de temperatura encontradas essas fases são incompatíveis do ponto de vista bórico, portanto não formam uma paragênese, o que confirma o que a proposição original de Jordt-Evangelista (1984). Com isso, a trajetória P-T-t dessas rochas seria caracterizada por um metamorfismo progressivo dado pelo aumento de temperatura e diminuição brusca de pressão no pico do processo metamórfico. Os dados do retrometamorfismo dos cianita-biotitas xistos não marcam nenhum processo de despressurização, parecendo descrever um simples processo de resfriamento.



**Figura 3.** Diagrama das trajetórias P-T-t dos litotipos estudados, em vermelho temos os sillimanita-granada granulitos e em azul os cianita-biota xistos.

Baseado nos resultados obtidos por meio do estudo geotermobarométrico, a trajetória P-T-t dos litotipos paraderivados do Complexo Acaiaca pode ser definida como horária e caracterizada por um metamorfismo progressivo dado pelo aumento de temperatura e uma despressurização. Posteriormente ao pico do metamorfismo, o retrometamorfismo ocorreu com a continuidade da despressurização, indicando que a exumação dessas rochas se deu por um processo tectônico ocorrido logo após o processo metamórfico que gerou essas rochas. Com base nos dados geocronológicos do autor supracitado, as rochas desse Complexo foram

## **CARACTERIZAÇÃO DO METAMORFISMO DAS ROCHAS PARADERIVADAS DO COMPLEXO ACAIACA, REGIÃO SUDESTE DE MINAS GERAIS**

metamorfizadas em condições de fácies granulito durante a Orogenia Transamazônica. Diferentemente do que foi descrito pelo autor supracitado, os dados obtidos pelo estudo das rochas metapelíticas no presente trabalho sugerem que o evento tectônico responsável pela exumação do Complexo Acaiaca também está relacionado a Orogenia Transamazônica. Segundo Medeiros-Júnior (2016) os granulitos do Complexo Acaiaca registram uma trajetória retrometamórfica caracterizada por resfriamento isobárico, com isso seria mais passível supor que a exumação de tais rochas provavelmente teria ocorrido por processos erosionais e/ou por um processo tectônico bem mais jovem que o metamorfismo que as gerou, no caso a Orogenia Brasileira. Porém, vale ressaltar que a ênfase dos estudos do autor supracitado foi relacionada aos resultados obtidos por granulitos máficos do Complexo, que não foram abordados no presente trabalho.

### **CONCLUSÃO**

As rochas paraderivadas do Complexo Acaiaca podem ser subdivididas em dois litotipos distintos, sillimanita-granada granulito e cianita-biotita xisto, por conta da mineralogia variável e das diferenças texturais verificadas em ambos, além da principal característica que seria a ocorrência de apenas um polimorfo de  $\text{Al}_2\text{SiO}_5$  presente em cada um desses litotipos. Os sillimanita-granada granulitos são compostos essencialmente por plagioclásio, quartzo, ortoclásio, granada, cordierita e em proporções menores, biotita e sillimanita e a paragénese encontrada para o pico do processo metamórfico deste litotipo é composta pela associação mineral sillimanita + granada + ortoclásio + biotita + plagioclásio + quartzo  $\pm$  cordierita em condições de fácies anfibolito. Os cianita-biotita xistos são constituídos essencialmente por biotita, cordierita, plagioclásio, quartzo e cianita, podendo conter granada e a paragénese relíctica preservada é dada por cianita  $\pm$  granada + biotita + plagioclásio + quartzo  $\pm$  estaurolita + rutilo registrando a passagem do metamorfismo progressivo em fácies anfibolito. Já a paragénese observada para o pico do processo metamórfico é constituída por granada  $\pm$  cordierita + quartzo indicando que o processo atingido seu ápice em condições de fácies granulito.

Essas rochas teriam sido formadas em condições de fácies granulito (acima de 700°C com pressões mais baixas em torno de 5,8 kbar) e teriam passado por um metamorfismo progressivo onde houve despressurização do sistema, seguido de um retrometamorfismo caracterizado pela continuação dessa descompressão. Alguns dados do pico metamórfico do processo experimentado por essas rochas, teriam sido obliterados pelo processo retrometamórfico, por isso é necessário mais estudos referente a esse processo.

Com base nos resultados obtidos neste trabalho pode-se afirmar que as rochas paraderivadas do Complexo Acaiaca necessitam de mais estudos principalmente no que diz respeito ao pico do processo metamórfico dessas rochas e por conta de alguns dados apresentados que diferem dos estudos mais recentes relacionados ao Complexo em questão.

### **REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS**

- ASHWORTH, J. R. **Staurolite at anomalously high grade**. Contributions to Mineralogy and Petrology, 53:281-291. Colchester, England. 1975.
- BALTAZAR, O.F., RAPOSO, F.O. **Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil**. Folha Mariana (SF.23-X-B-I).. Escala: 1:100.000. CPRM, 183p Estado de Minas Gerais, 1993.
- BUCHER, K.; FREY, M. **Petrogênese de rochas metamórficas**. Springer, Berlin, 1994.

FETTES, D., DESMONS, J. **Metamorphic Rocks: A Classification and Glossary of Terms.** Recommendations of the International Union of Geological Sciences Subcommission on the Systematics of Metamorphic Rocks. University Press, 244p. Cambridge, 2007.

GARCÍA-CASCO, A., HAISSSEN, F., CASTRO, A., EL-HMIDI, H., TORRES ROLDÁN, R. L., & MILLÁN TRUJILLO, G., **Synthesis of staurolite in melting experiments of a natural metapelite: Consequences for the phase relations in low temperature pelitic migmatites:** Journal of Petrology, v. 44, p. 1727–1757. 2003.

JORDT-EVANGELISTA, H. **Petrologische Untersuchungen im Gebiete zwischen Mariana und Ponte Nova, Minas Gerais, Brasilien.** Universidade Técnica de Clausthal, Tese de doutoramento, 183p, Alemanha, 1984.

JORDT-EVANGELISTA, H., TEIXEIRA, W., KAWASHITA, K., TAYLOR, P. N. **Complexo granulítico Acaiaca, MG: Idade, petrogênese e implicações tectônicas.** Anais do 4º Simpósio de geologia de Minas Gerais, p. 58-71, Belo Horizonte. 1987.

MEDEIROS JUNIOR, E.B. **Petrogênese do Complexo Acaiaca, MG.** Ouro Preto: Universidade Federal de Ouro Preto, Tese de mestrado. 101p, Ouro Preto –MG. 2009.

MEDEIROS JÚNIOR, E. B., JORDT-EVANGELISTA, H. **Petrografia e geoquímica dos granulitos do Complexo Acaiaca, região centro-sudeste de Minas Gerais.** REM- Revista Escola de Minas, v. 63, n. 2, p. 219-228. Ouro Preto – MG. 2010.

MEDEIROS JÚNIOR, E.B. **Evolução Petrogenética de terrenos granulíticos nos estados de Minas Gerais e Espírito Santo.** Tese doutoramento, DEGEO/Escola de Minas/Universidade Federal de Ouro Preto, 167p. Ouro Preto – MG. 2016.

POWELL, R., HOLLAND, T. **Optimal geothermometry and geobarometry.** American Mineralogist, v. 79, p. 120-133, 1994.

SPEAR, F.S., KOHN, M.J. & CHENEY, J.T. **P-T paths from anatectic pelites.** Contributions to Mineralogy and Petrology, 134:17-32. 1999.

WHITE, R.W., POWELL, R. & HOLLAND, T.J.B. **Progress relating to calculation of partial melting equilibria for metapelites.** Journal of Metamorphic Geology, 25:511-527. 2007.

YARDLEY, B.W.D. **Introdução à petrologia metamórfica.** Tradução de Reinhardt Adolfo Fuck. Editor Universidade de Brasília, 432p. Brasília, 2004.





## Capítulo 5

## CARACTERIZAÇÃO PETROLÓGICA DO MACIÇO ALTO CHAPÉU, CASTELO, ESPÍRITO SANTO

*Iago Mateus Lopes de Macêdo<sup>1</sup>, Caroline Cibeles Soares<sup>1</sup>*

**RESUMO.** O maciço intrusivo Alto Chapéu, localizado no município de Castelo, no estado do Espírito Santo está inserido na Província Mantiqueira, no domínio interno do Orógeno Araçuaí. Tal maciço é um corpo formado por magmatismo bimodal, de composição granítica e diorítica, exibindo feições de migmatização na porção leste no contato com as rochas encaixantes que os circunvizinham. Com uma área de aproximadamente 37km<sup>2</sup>, o maciço Alto Chapéu exibe cotas de até 1.300 metros acima do nível do mar, sendo composto essencialmente por uma série de rochas graníticas e uma lente de composição diorítica. Quatro litofácies foram reconhecidas no maciço na etapa de campo e em análise petrográfica, onde dois delas ígneas: Granito Porfirítico, majoritariamente leucocrático, inequigranular porfirítico e com grande agregados de feldspato potássico; Diorito, mesocrático, com grande quantidade de biotita e hornblenda e presença de pórfiros de k-feldspato algumas vezes; Migmatito na porção leste do maciço sendo o ponto intermediário entre o granito e a encaixante, exibe interação entre as porções mesocráticas e leucocráticas na forma de bolsões muitas vezes, estruturas do tipo de veio (*vein-structured migmatite*) com abundância em anfibólio e feições semelhantes a *mingling*. A rocha encaixante apresenta contatos abruptos com o granito e por muitas vezes é vista na forma de enclaves dentro do corpo porfirítico. Observando a petrografia e as relações de contato entre as unidades em campo juntamente com a interpretação das imagens de aerogamaespectrometria foram definidos novos limites entre as unidades e principalmente no que diz respeito a sua área total, evidenciados por um novo mapa geológico para o Maciço Alto Chapéu.

**PALAVRAS-CHAVE.** Aerogamaespectrometria, Alto Chapéu, Mapa Geológico, Petrografia.

## INTRODUÇÃO

O presente trabalho refere-se ao estudo petrológico das rochas presentes no Maciço Alto Chapéu. Esse maciço pertence geograficamente ao município de Castelo-ES, segundo o mapeamento realizado por Silva (1993) aflora em área de aproximadamente 37 km<sup>2</sup>, formato elipsoidal e mantendo-se segundo a direção NW-SE.

O maciço está inserido na porção meridional do Orógeno Araçuaí. Tal maciço é produto da granitogênese pós colisional com predominância de corpos graníticos, sendo relacionado aos maciços Santa Angélica e Castelo (PEDROSA SOARES et al., 2006). De acordo com Silva (1993) dois tipos de granitos são encontrados no Maciço Alto Chapéu, um de textura porfirítica e outro de granulação fina, e nas porções mais rebaixadas e interiores da intrusão as rochas de composição diorítica a gabroica.

<sup>1</sup> Departamento de Geologia da Universidade Federal do Espírito Santo (CCA-UFES) – Alegre, ES, Brasil

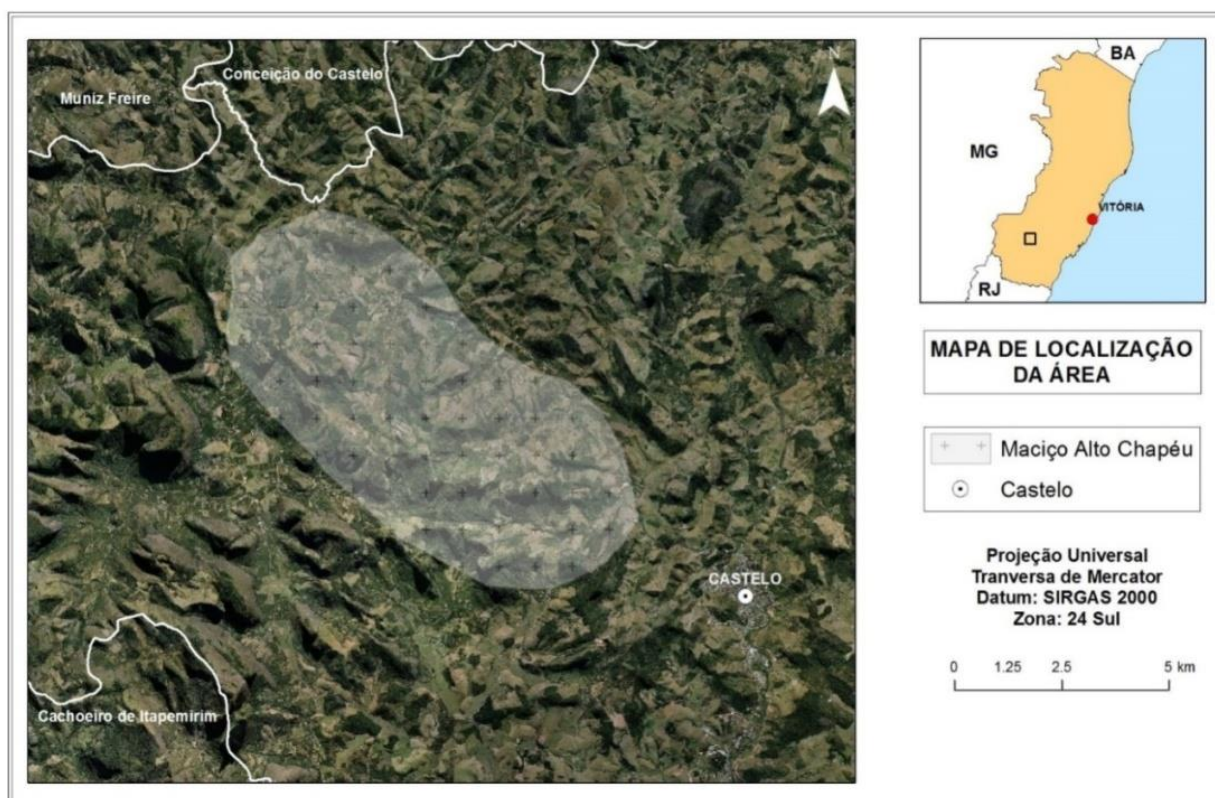
## CARACTERIZAÇÃO PETROLÓGICA DO MACIÇO ALTO CHAPÉU, CASTELO, ESPÍRITO SANTO

O Orógeno Araçuai é definido por Almeida (1977) como um cinturão de dobramentos e cavalgamentos brasileiros, e desde então, busca-se detalhar o conhecimento em relação aos componentes geotectônicos do orógeno, portanto este trabalho justifica-se no intuito de enriquecer informações petrológicas acerca de uma das suítes magmáticas que compõe uma das inúmeras componentes geotectônicas do Orógeno Araçuai.

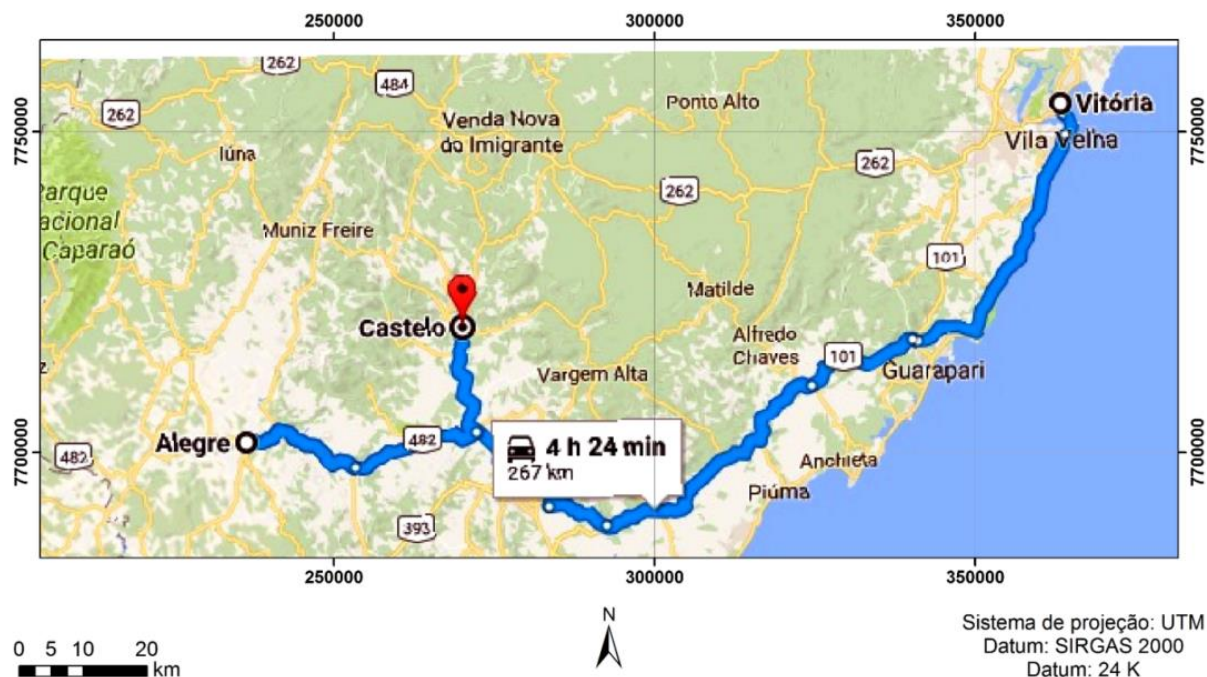
O trabalho tem o intuito de contribuir para a pesquisa científica onde aflora o maciço intrusivo Alto Chapéu, considerando que de maneira geral a região sul do Espírito Santo possui notável escassez de estudos geológicos em escala de detalhe e semi-detalhe, de maneira que os mapas geológicos mais recentes de maior detalhe estão na escala de 1:100.000, com pouquíssimos trabalhos na escala de 1:50.000, o que inclui os maciços intrusivos presentes na região. Busca-se também esclarecer questões pertinentes a intrusão, no que diz respeito a petrografia de seus litotipos, suas relações de contato com a encaixante, buscando um paralelo com eventos anteriores para assim contribuir com o entendimento geral dos plútons pós colisionais no contexto do sistema orogênico Araçuai.

### LOCALIZAÇÃO E VIAS DE ACESSO

O município de Castelo (Figura 1 e 2) localiza-se no centro sul do estado do Espírito Santo, distante 146 quilômetros da capital do estado, Vitória (Figura 2). O caminhamento se dá pelas Rodovias ES 166, ES 379 e ES 491 e BR 482. Localiza-se a 65 quilômetros a nordeste do município de Alegre (Figura 2), sendo que a principal via de acesso é a Rodovia ES-482, também em destino ao Trevo de Duas Barras, onde seguindo pela Rodovia Fued Nemer, chega-se ao município de Castelo. O maciço Alto Chapéu localiza-se a noroeste da zona urbana de Castelo-ES, estando a 11 km do centro da cidade. Para acessá-lo é necessário saindo do centro do município de Castelo basta pegar a ES-165, no sentido dos municípios de Muniz Freire e Conceição do Castelo.



**Figura 1.** Mapa de localização do Maciço Alto Chapéu. Fonte: GEOBASES.



**Figura 2:** Principais vias de acesso ao município de Castelo, partindo dos municípios de Alegre e Vitória.

## REVISÃO BIBLIOGRÁFICA/GEOLOGIA REGIONAL

O maciço Alto Chapéu é um dos componentes tectônicos do orógeno Araçuaí, nesse contexto existem rochas de vários estágios geotectônicos que passaram por fases de compressão, metamorfismo e distensão. O entendimento da evolução magmática do maciço leva-nos a uma profícua compreensão da história geotectônica do sistema orogênico na qual está encaixado.

A Faixa Araçuaí é definida por Almeida et al. (1977) como uma faixa de dobramentos formada paralelamente à margem sudeste do cráton do São Francisco. Também reconhecida como Orógeno Araçuaí (ALKIMIN et al., 2006; PEDROSA SOARES et al., 2007), contorna o cráton do São Francisco a norte e oeste, e o cráton do Congo a leste, e ainda se conecta tectonicamente com aulacógenos parcialmente invertidos, sendo eles Sangha no continente africano, e Pirapora e Paramirim no continente americano. A reconstrução das feições geotectônicas da Faixa Araçuaí e Faixa Oeste Congolosa auxiliaram na construção do modelo de evolução crustal durante o desenvolvimento do orógeno Araçuaí-Congo Ocidental. O Orógeno Araçuaí se estende do cráton do São Francisco ao litoral atlântico, aproximadamente entre os paralelos 15° e 21°, e com a finalidade de limitar a extensão do orógeno Araçuaí e Ribeira, foi definido o paralelo 21° (PEDROSA-SOARES et al., 2007).

O conhecimento sobre a evolução tectônica do orógeno Araçuaí teve um enorme avanço desde a proposta de Almeida et al. (1977), inclusive no que diz respeito sobre a continuidade entre os orógenos Ribeira e Araçuaí. A região do orógeno Araçuaí era tratada como uma região orogênica ensialica (BRITTO-NEVES e CORDANI, 1991), ou seja, não houve formação de crosta oceânica devido a conexão continental conhecida como ponte Bahia-Gabão. Posteriormente adotou-se a ideia de orógeno confinado, no qual a bacia precursora formou-se por uma reentrância parcialmente oceanizada no Cráton São Francisco, além da descoberta de remanescentes ofiolíticos neoproterozóicos e de outros componentes tectônicos característicos, como arco magmático relacionados a subducção (PEDROSA-SOARES e WIEDEMANN-LEONARDOS et al., 2000). O Orógeno Araçuaí-Congo Ocidental se caracteriza pela sua natureza confinada, já que os crátons São Francisco e Congo se

## CARACTERIZAÇÃO PETROLÓGICA DO MACIÇO ALTO CHAPÉU, CASTELO, ESPÍRITO SANTO

mantiveram parcialmente conectados desde o Paleoproterozóico até a abertura do Atlântico Sul, no Cretáceo. Assim, a bacia de Macaúbas, que é tratada como a bacia precursora do orógeno, teria sido um golfo parcialmente oceanizado e ligados a aulacógenos. Logo, em função do seu confinamento o mecanismo adotado para sua evolução seria semelhante ao do fechamento de um quebra-nozes, impulsionados por colisões a distância, onde os aulacógenos teriam facilitado o alargamento e oceanização do setor meridional da bacia precursora e acomodar a deformação no interior do cráton (ALKMIM et al., 2006; ALKMIM et al., 2007; PEDROSA-SOARES et al., 2007).

No Orógeno Araçuai são reconhecidos quatro estágios orogênicos denominados pré-colisional (*ca.* 630 - 580 Ma), sin-colisional (*ca.* 580 - 560 Ma), tardicolisional (*ca.* 560 - 530 Ma) e pós-colisional (*ca.* 530 - 490 Ma). Estes estágios são caracterizados com base nas relações estruturais, assinaturas geoquímicas e isotópicas, e idades U-Pb das rochas que os representam (PEDROSA-SOARES & WIEDEMANN-LEONARDOS, 2000).

O estágio pré-colisional, conhecido como Supersuíte G1 representa a fase acrecionária onde foi edificado o arco magmático do Orógeno Araçuai (PEDROSA-SOARES et al., 2007, 2011). Nesta supersuíte estão inclusos as seguintes suítes e batólitos: Alto Capim, Brasilândia, Derribadinha, Divino, Estrela-Muniz Freire, Galiléia, Guarataia, Manhauçu, Mascarenhas-Baixo Guandu, Muriaé, Rio Doce, São Vitor, Teófilo Otoni e Valentim. Na área de estudo a estão presentes as suítes Estrela e Muniz Freire.

As rochas da supersuíte G1 consistem em batólitos e stocks de tonalito a granodiorito, com fácies e autólitos de máficas e dioritos, que sofreram uma profunda deformação regional durante o ciclo brasileiro (PEDROSA-SOARES et al., 2011).

De acordo com Silva (1993) as suítes Estrela e Muniz Freire possuem contato transicional pois há um incremento de porfiroblastos de feldspato no ortognaisse Muniz Freire ao se aproximar do ortognaisse Estrela. A rocha que predomina majoritariamente no ortognaisse Estrela e no ortognaisse Muniz Freire é um granito gnaisse que varia de leuco a mesocrático com presença de porfiroblastos, granulação média a grossa e foliação bem marcada.

O estágio sin-colisional engloba as suítes G2 e G3. As unidades presentes na suíte G2 são denominadas Ataléia, Carlos Chagas, Montanha, Nanuque, Pescador, Urucum e Lobo, enquanto as suítes G3 que ocorre inexoravelmente associada a suíte G2, recebe as seguintes denominações: Água Branca, água Boa, ALMENARA, Barro Branco, Itaobim e Poranga (PEDROSA-SOARES & WIEDEMANN-LEONARDOS, 2000).

As rochas da suíte G2 incluem os granitos peraluminosos do tipo S, que vão de granada-biotita granito a leucogranitos como a suíte Ataléia e o Batólito Carlos Chagas associados a migmatitos do Complexo Nova Venécia. Essas rochas são ricas em megacristais de K-feldspato e possuem enclaves cálciossilicáticas ou de granada-biotita gnaisse. Outra característica desses corpos é a deformação que estes sofreram, relacionados a orogenia Brasileira (GRADIM, 2014).

A suíte G3 formada a partir da fusão parcial dos corpos G2, corresponde a sienogranitos ricos em granada e cordierita, sillimanita e monazita. Correspondem a corpos isotrópicos de forma irregular, de cor escura, extremamente ricos em minerais peraluminosos, maficos e refratários, que representam o material residual do processo de fusão parcial (GRADIM, 2014).

A suíte G4 representa corpos que ocorrem na porção centro-norte do Orógeno Araçuai e que são conhecidos como: Campestra, Carai, Córrego do Fogo, Itapora, Laje Velha, Mangabeiras, Piauí, Santa Rosa e Teixeira. Essas rochas são classificadas como leucogranitos cobertos por pegmatitos, exibindo xenólitos e *roof pendants* e fluxo magmático. Também é possível observar a foliação regional que ficou marcada durante a colocação e acomodação dos plútons (PEDROSA-SOARES et al., 2011).

A granitogênese pós colisional, reconhecida como Supersuíte G5 (PEDROSA-SOARES et al. 2011) está relacionada a pulsos magmáticos de a partir de 490 M.a (DE CAMPOS et al., 2004). Nessa fase ocorre a formação do maciço Alto Chapéu e foi desencadeada ao longo do colapso extensional do orógeno, concomitante ao quarto estágio orogênico - descompressão adiabática na fase pós-colisional. Os plútons formados estão livres da foliação metamórfica regional, este pulso magmático deixou evidentes feições de mistura de magma, além da textura de fluxo magmático bem marcado por porfiroclastos de feldspatos e cristais de biotita (PEDROSA-SOARES et al., 2007). Com a ascensão de magma mantélico através de profundas zonas lítricas de cisalhamento, houve a fusão parcial da crosta ensialica, fazendo com que o magma mantélico se misturasse ao magma crustal, quimicamente e mecanicamente, gerando plutons zonados, com núcleos básicos a intermediários e bordas graníticas a charnockíticas (WIEDEMANN-LEONARDOS et al., 2000).

A suíte G5 é dividida em dois estágios: precoce e final sendo relacionado ao magmatismo bimodal, ambos gerados durante o colapso gravitacional do estágio pós-colisional, entre 535 e 480 Ma (WIEDEMANN-LEONARDOS et al., 2000). Essas intrusões podem ser classificadas em três séries magmáticas: tholeítica, cálcio-alcaina e alcalina, esta última formada por granitoides metaluminosos, de alto potássio, originados na crosta continental média a inferior com contribuição mantélica (WIEDEMANN-LEONARDOS *et al.*, 2000, PEDROSA-SOARES et al., 2011).

Os corpos do relacionados à suíte G5 possuem características diferentes, também em relação ao tamanho, isso se deve aos diferentes níveis da crosta expostos ao longo do orógeno. Em geral, a profundidade da crosta aumenta de norte a sul e de oeste para leste, de modo que os corpos G5 aparentemente pequenos tendem a ser expostos nas regiões sul e leste do orógeno. Na verdade, esses corpos G5 aparentemente pequenos são plútons profundamente erodidos, enquanto mais a norte essas intrusões representam porções mais superiores da crosta (PEDROSA-SOARES et al., 2011).

Dentre os corpos G5 que se encontram na mesma região do maciço de estudo, tem-se: O Complexo Intrusivo Santa Angélica (CISA), Complexo de Castelo, Complexo Intrusivo Várzea Alegre (CIVA), Complexo de Pedra Azul (CIPA), Complexo de Conceição do Muqui e Complexo Intrusivo Mimoso do Sul (WIEDEMANN et al., 2000; DE CAMPOS et al., 2004). Com base nos estudos de Silva (1993), Wiedemann et al. (2000), De Campos et al. (2004) esses corpos se notabilizam por formas concêntricas, ovaladas e elípticas formados por processos de cristalização fracionada e hibridização formando plútons zonados com fluxo magmático presente, normalmente o núcleo exibe composição gabróica/diorítica em formas de lentes circundados por bordas graníticas que variam de composição e textura onde a gradação das porções marginais para o centro apresentam membros intermediários devido ao processo de hibridização evidenciando generalizada mistura de magma. Alguns desses plútons ainda exibem porções migmatizadas, parcialmente extensas, formadas através do contato do corpo com as rochas encaixantes durante o processo de colocação desses corpos, normalmente zonas de fraquezas e foliação de borda concordando com as rochas encaixantes. Essas porções migmatizadas normalmente heterogêneas, apresentam orientações difusas ou nebulosas, schlieren, schollen e veios pematíticos.

Entretanto, esses plútons apresentam marcantes distinções petrográficas devido ao seu nível de profundidade, o tipo de rocha encaixante, o mecanismo de colocação e o seu nível de erosão. Essas particularidades serão discutidas para todos os corpos pós colisionais supracitados anteriormente.



# **CARACTERIZAÇÃO PETROLÓGICA DO MACIÇO ALTO CHAPÉU, CASTELO, ESPÍRITO SANTO**

## **METODOLOGIA**

As atividades desenvolvidas neste trabalho incluem trabalhos de campo, escritório e laboratório. No escritório as atividades consistiram na elaboração de um banco de dados georreferenciado, consulta bibliográfica especializada para a contextualização geológica regional, e na discussão conceitual dos aspectos que envolvem o plutonismo pós colisional. O campo foi realizado durante 5 dias, onde as atividades foram voltadas para a caracterização petrológica da área a partir do mapeamento do maciço levando em consideração trabalhos previamente realizados por terceiros. Em laboratório foram confeccionadas 2 lâminas delgadas petrográficas que somadas a outras 8 oriundas de trabalho anterior (Breder, 2016), foram analisadas segundo suas características petrográficas.

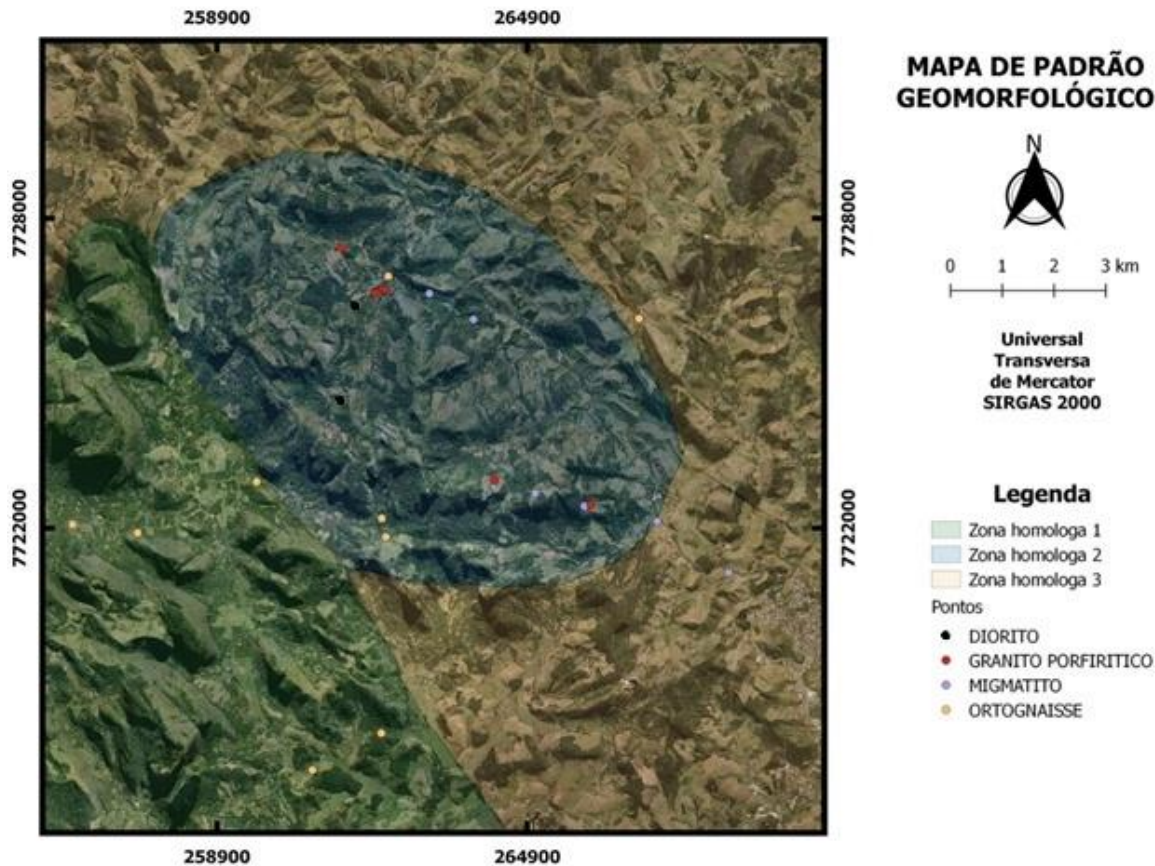
Na etapa pré campo foi realizada a revisão bibliográfica com o intuito de elucidar e revisar principalmente trabalhos a respeito do magmatismo pós colisional para posterior aplicação no contexto tectônico da área de estudo. Foram consultados diversos artigos, mapas, livros, teses, dissertações, relatórios, entre outros, realizados no mesmo contexto geológico do presente trabalho. Ainda nesta etapa em plataforma SIG, foi criado um banco de dados georreferenciado nos softwares ArcGis e Qgis, dados como curvas de nível, limite dos municípios, hidrografia e relevo que foram consultados do Banco de Dados Geográficos do Estado do Espírito Santo – GEOBASES.

A etapa de campo foi realizada em 5 dias nos meses de abril e maio na área em destaque da figura 1. Os dados litológicos adquiridos nesta etapa foram somados aos dados do texto explicativo do mapa geológico 1:100.000 da folha Cachoeiro (Silva, 1993), sendo o produto desta campanha um mapa geológico em escala 1:50.000. Para o campo, foram utilizados os seguintes equipamentos: caderneta de campo, GPS, bússola, mapa cartográfico base, martelo/marreta e lupa, além de veículo para acesso as áreas mais internas ao batólito.

Na etapa pós campo a partir das amostras coletadas em campo foram confeccionadas 6 lâminas delgadas. As amostras AC 03A e 03B foram laminadas no Laboratório Geológico de Processamento de Amostras do Departamento de Geologia da Universidade Federal do Espírito Santo (UFES). Outras 8 lâminas provenientes de Breder (2016) também foram revisadas nas discussões dos resultados. Foram realizados estudos petrográficos salientando a composição mineralógica, texturas, estruturas e relações de contato entre os minerais. As amostras foram descritas sob o microscópio petrográfico de luz polarizada, modelo Nikon, do laboratório de microscopia do Departamento de Geologia - Universidade Federal do Espírito Santo – *Campus Alegre*. Para a classificação de rochas magmáticas foi utilizado o diagrama de Streckeisen (1976). Utilizando-se de ortofoto, imagens aerogeofísicas e relevo sombreado da área foram definidos os limites do corpo bem como a interação deste com as rochas do embasamento. Realizando os três tipos de identificação definidos para trabalhos dessa complexidade – foto-leitura, foto-análise e foto-interpretação- buscaram-se o conhecimento das propriedades do objeto de estudo no que diz respeito a elementos texturais, ordenação ou estrutura, e forma, sendo conveniente distinguir a forma da imagem pela vegetação, drenagem e relevo.

## **RESULTADOS E DISCUSSÕES**

Utilizando a ortofoto da área de estudo foram definidas três zonas homólogas como visto na figura 3.



**Figura 3.** Ortofoto contendo zonas homólogas e pontos visitados em campo. Fonte: Geobases.

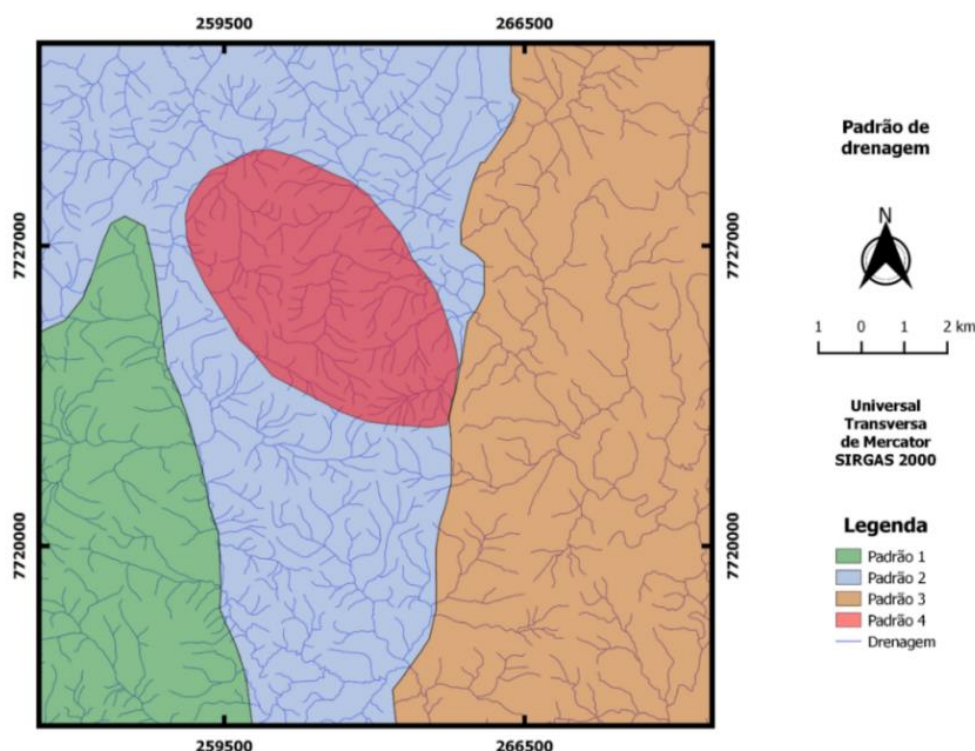
A porção inferior (sudoeste e oeste do maciço) classificada como zona homóloga um é caracterizada por rochas do embasamento, sendo predominantemente ortognaisses aflorando na forma de cortes de estrada e principalmente pães de açúcar, frequentemente recobertas por depósitos de encostas. Esta região caracteriza-se pela alta declividade e altas amplitudes de relevo com topos por vezes alongados e arredondados. Podem-se notar cristas que se salientam positivamente com orientação NW do tipo feixe tendo como característica principal sua disposição paralela e continuidade longitudinal margeadas por regiões mais rebaixadas. A densidade de relevo nessa área é baixa devido ao aplainamento das encostas que se mostram lisas e o grau de estruturação também é baixo por ser fracamente estruturada no que diz respeito aos elementos texturais. A vegetação caracteriza-se como rasteira, com muitas culturas margeando os pontões e algumas áreas com vegetação densa na parte sudoeste.

A zona homóloga dois é caracterizada como a área onde aflora o maciço, onde há o predomínio da fácies granito porfirítico e da fácies diorito/gabro subordinadamente. Essa área apresenta as maiores cotas da região, com as altas amplitudes predominando na porção central e noroeste do maciço. Pães de açúcar margeiam o maciço também sendo observados nas regiões interiores. Nesta área predominam os morros do tipo meia laranja, que também são vistos próximos aos pães de açúcar principalmente quando se observa a paisagem subindo para as áreas mais altas do maciço. A densidade de relevo nessa área é baixa com áreas rebaixadas predominando nas porções norte e sul e as maiores amplitudes predominando na porção central, o grau de estruturação de acordo com os elementos texturais é classificada como baixa. A vegetação na região caracteriza-se por predomínio de culturas e subordinadamente vegetação mais densa margeando o maciço e principalmente acompanhando a drenagem.

## CARACTERIZAÇÃO PETROLÓGICA DO MACIÇO ALTO CHAPÉU, CASTELO, ESPÍRITO SANTO

A zona homóloga 3 é caracterizada como a região acima do maciço (porções nordeste, leste e sudeste) onde é cartografado o migmatito e ortogneisse. Na porção próxima ao maciço predomina as altas amplitudes com relevo fortemente estruturado e alta amplitude que vai diminuindo cada vez mais a nordeste da área onde começa a predominar os morros meia laranja e as áreas rebaixadas. Na parte sul do maciço outra porção apresenta-se fortemente estruturada, com altas amplitudes e orientação NE próxima a zona urbana de Castelo. A vegetação se apresenta mais densa nas porções próxima ao maciço, e à medida que se afasta vai predominando o tipo rasteiro e as culturas, também próxima a zona urbana de Castelo nota-se esse tipo de vegetação.

No que diz respeito à drenagem foram definidas também quatro zonas homólogas (Figura 4) que se assemelham com as definidas pela ortofoto.



**Figura 4.** Zonas homólogas definidas para a drenagem. Fonte: Geobases.

As zonas homólogas para a drenagem foram classificadas de acordo com o grau de integração, padrão e propriedades (densidade, sinuosidade, angularidade, tropia, assimetria e formas anômalas) (ARCANJO, 2011). O resultado gerado mostrou-se compatível com a classificação feita para a ortofoto onde foi analisado o tipo de relevo da área.

A zona homóloga um de coloração verde foi classificada pelos seguintes critérios: O grau de integração que se refere a continuidade dos canais, apresenta-se moderada; o padrão definido para essa zona homóloga varia de sub-dendrítico a sub-paralelo; de acordo com as propriedades a sua densidade é classificada como moderada, sinuosidade mista, angularidade média, tropia multidirecional, assimetria forte e formas anômalas em arco. Esta zona homóloga é correlacionada com a zona homóloga um da ortofoto. O padrão e as propriedades da drenagem indicam certa uniformidade litológica e a variação de amplitude de relevo sendo observadas tanto áreas rebaixadas predominante nessa área e áreas mais elevadas com maciça presença de pães de açúcar.

A zona homóloga dois de coloração azul foi classificada de acordo com os seguintes critérios: No que se refere a grau de integração esta apresenta moderada a alta integração; padrão dendrítico bem mais fechada do que a zona homóloga um; e de acordo com as



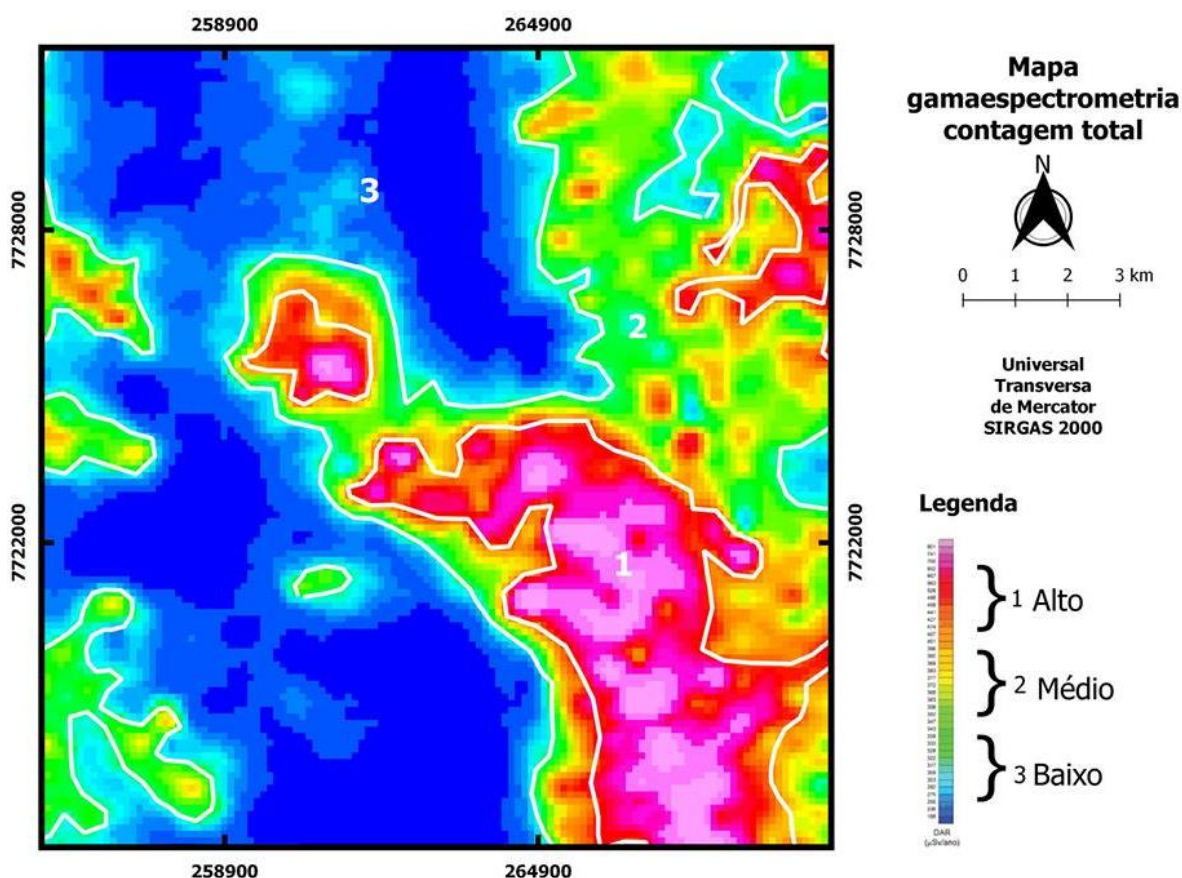
propriedades, densidade alta, sinuosidade mista, angularidade média a alta, tropia multidirecional, forte assimetria e formas anômalas em arco e cotovelos.

A zona homóloga três de coloração laranja, foi assim definida pelos seguintes critérios: O grau de interação apresentasse moderado; padrão dendrítico; e de acordo com as propriedades, média a baixa densidade, sinuosidade curva a mista, angularidade média, tropia multidirecional, assimetria forte e formas anômalas em arco. Essa região caracteriza-se por relevos suaves predominando morros do tipo meia laranja e áreas mais rebaixadas o que influencia no padrão e propriedades da drenagem, sendo também que as rochas ao redor apresentam certa homogeneidade e não influenciam drasticamente essas características supracitadas.

A zona homóloga quatro foi delimitada seguindo o padrão curvo da drenagem do tipo anular, com os canais sendo influenciado pela presença do maciço. Observa-se que margeando o maciço os canais são maiores e seguem o seu contorno oval. Correlacionando com a zona homóloga definida pela ortofoto, a área do maciço apresenta uma variação de amplitude de relevo exibindo as cotas mais altas da região variando de 250 m a 1.300 m, e áreas mais rebaixadas que influenciam a drenagem que segue toda para seu interior e ficando cada vez mais fechada em relação aos canais da mesma zona homóloga.

Utilizando-se de imagens de sensor- aerogamaespectrometria- para um melhor entendimento da distribuição espacial das rochas que afloram na região tem-se a interpretação do mapa de contagem total.

O mapa de contagem total, deu como resposta três padrões de resposta radiométrica definidos como alto, médio e baixo (Figura 5). O alto padrão foi correlacionado como a área do plúton mais ao centro da área. A porção SE da área foi interpretada como uma possível ocorrência do migmatito que é restrita a essa porção da área.



**Figura 5:** Mapa de contagem total para o Maciço Alto Chapéu. Fonte: Geobases.

## CARACTERIZAÇÃO PETROLÓGICA DO MACIÇO ALTO CHAPÉU, CASTELO, ESPÍRITO SANTO

Os dados de campo foram tratados na descrição petrográfica das fácies ígneas encontradas no maciço. Na etapa de campo e controle petrográfico foram identificados uma litofácies de granito porfirítico, uma fácies diorítica e por fim a porção migmatítica encontrada na borda leste do plúton. A litofácies ortognaisse relacionada ao embasamento foi reconhecida em campo, mas não será caracterizada no presente trabalho.

No maciço Alto Chapéu, as rochas encontram-se dispostas em afloramentos do tipo lajedo, paredões, pães de açúcar, encostas de morro, cachoeiras de drenagem e matacões. A disposição dos pontos foi adequada para um breve conhecimento da relação ígnea do maciço e com suas encaixantes.

O granito porfirítico predomina na porção central do maciço e aflora em lajedos, riachos, cortes de estrada e paredões. Devido ao intemperismo diferencial atuante nas rochas da região, é nítido o desnível geomorfológico do encaixante em relação às rochas graníticas do maciço.

Macroscopicamente a rocha se apresenta majoritariamente leucocrática, mas subordinadamente também ocorre mesocrática, de coloração branca a cinza, com pórfiros de feldspato potássico, grãos médios de quartzo e plagioclásio, e biotita de fina a média na matriz. Os pórfiros de feldspato potássico representam em média 25% e a matriz os 75 % restantes. É comum observar aglomerados de cristais de feldspato potássico nos afloramentos. Do ponto de vista microscópico a rocha caracteriza-se como maciça, fanerítica, holocristalina, inequigranular porfirítica. Mineralogicamente a rocha é composta em média por 35 a 30% de microclina, 20 a 10% de ortoclásio, 25 a 20% de quartzo, 15 a 10% de plagioclásio, 15 a 10% de biotita, 5% de titanita e subordinadamente de opacos, apatita, zircão, muscovita, sericita, epidoto e clorita.

Em alguns casos é possível observar a presença de aglomerados máficos, lenticulares, centimétricos muitas vezes e subordinadamente milimétricos com presença maciça de biotita, em menor proporção quartzo e pórfiros de feldspato potássico. Especificamente em um afloramento foi avistado um grande bolsão máfico de proporções métricas que equivalia com a proporção porfirítica. É possível ainda observar contatos com a rocha encaixante de forma abrupta e com o granito equigranular fino.

O diorito aflora em uma pequena porção do maciço, normalmente em porções de relevo mais arrasadas, na forma de lajedos em contato com o granito porfirítico em formas de bolsão e majoritariamente em blocos rolados. A rocha que representa esta fácies apresenta coloração escura com porções esverdeadas. As rochas desta fácies ocorrem sempre associadas ao granito porfirítico, por vezes até assimilando alguns pórfiros, ou então estão associadas ao ortognaisse migmatítico.

A rocha macroscopicamente é maciça, holocristalina, fanerítica, melanocrática e equigranular de granulação fina, mas podendo ocorrer com pórfiros de feldspato potássico. Mineralogicamente a rocha é formada por plagioclásio, biotita, anfibólio e quartzo. Microscopicamente esta rocha apresenta-se maciça, fanerítica, holocristalina, inequigranular porfirítica. Mineralogicamente a rocha é composta, em média por 25% a 30% de hornblenda, 25 % a 30 % de biotita, 5% de quartzo, 15 a 25% de plagioclásio, 5% a 10% de ortoclásio, 5% de titanita e subordinadamente sericita e opacos.

O migmatito é encontrado em afloramentos do tipo lajedo e cortes de estrada. A principal característica deste litotipo é a interação entre partes mesocráticas e leucocráticas, ambas de granulação mais fina. Essa unidade predomina na porção leste do maciço e subordinadamente no interior do maciço.

Em muitos pontos é observado um isolamento de bolsões mesocráticos dentro das partes leucocráticas, e vice-versa. A parte mesocrática é rica em anfibólio interpretada como um paleossoma enquanto a parte leucocrática é um granitoide também rico em anfibólio interpretado como neossoma. Estruturalmente é possível observar estrutura de veio (*vein-*



*structured migmatite*) onde veios leucocráticos são abundantes com grande presença de anfibólio. Nos locais que afloram essa unidade é possível sempre observar a relação desta com o granito porfirítico e com a encaixante, as porções mais leucocráticas interagem de forma gradacional por muitas vezes com a porção porfirítica. As porções leucocráticas preferencialmente apresentam granulação fina, porém em alguns casos há grãos maiores de feldspato e anfibólio. Já a porção mesocrática varia de fina a média principalmente pela presença de anfibólio. Outra particularidade dessa unidade é a semelhança com a rocha encaixante, apresentando feições que realçam anatexia.

Dentro da unidade migmatito, em um dos pontos de estudo encontrou-se feições de fusão parcial que se assemelham a um *mingling* entre magmas. As feições encontradas nesse ponto sugerem que há uma mistura de magmas contrastantes. Enclaves máficos foram observados isolados dentro de porções leucocráticas e vice-versa, sendo possível notar uma pequena zona de reação entre as duas porções existentes. Ambos possuem granulação fina sendo difícil a distinção mineralógica entre os dois. Normalmente se encontram dobrados e vão esmaecendo ao longo do afloramento. Essa unidade não foi caracterizada como uma unidade por apenas ser encontrada em um ponto.

O ortognaisse é encontrado em afloramentos do tipo lajedo e encostas de morros pão-de-açúcar, por vezes é possível uma observação clara, mas em geral existe um fino manto de alteração presente. Cabe salientar que não é objetivo do presente trabalho caracterizar esta unidade. A rocha em questão apresenta-se normalmente com coloração acizentada, com presença de porções mais escuras frequentemente.

Outro aspecto observado nessa unidade são estruturas como foliação marcada por bandamento composicional, dobras abertas e fechadas, injeções de veios de quartzo principalmente e também pegmatitos. A foliação é a feição mais vista e às vezes se apresenta de forma incipiente enquanto as injeções pegmatíticas ocorrem localmente. Localmente apresenta feições de metatexito com presença de schlierens de biotita. Outra marca dessa unidade é a presença de muitos pórfiros de feldspato potássico assemelhando-se em muitos casos com o granito porfirítico presente na região e em contato com o diorito. Nas porções em que se apresentam muito porfiríticas essa rocha apresenta leve foliação marcada pelos cristais de biotita, outra particularidade é que feições de fluxo magmático também são observadas marcadas por pórfiros de feldspato potássico.

Na tentativa de contribuir para melhorar os contatos geológicos do mapa geológico de Cachoeiro de Itapemirim (1:100000) (SILVA, 1993) foram feitas algumas discussões sobre os pontos cartografados.

A maior parte do maciço é constituída pelo Granito Porfirítico, nas áreas onde esse litotipo predomina também afloram parte do migmatito, do diorito e do ortognaisse. A coexistência de diferentes litotipos no mesmo afloramento dificultou a delimitação dos corpos que foi distinguida pela predominância de uma dessas rochas. O granito porfirítico é encontrado em contato abrupto com o ortognaisse e com o migmatito, sendo que não foi possível estabelecer relações genéticas entre eles.

Foram descritos afloramentos de rochas porfíricas que deixaram dúvida em relação a se tratar do embasamento ou da fácies porfirítica do maciço, já que são mineralógicamente e texturalmente muito semelhantes e muitas vezes o embasamento é pouco foliado, preservando as estruturas ígneas. A presença da foliação foi um critério determinante para definir como embasamento, assim, em algumas áreas do granito porfirítico de Silva (1993) foram redefinidas como ortognaisse.

Foi cartografada por Silva (1993), uma falha trancorrente de direção NW-SE delimitando o Granito Porfirítico das demais unidades, mas não foram encontradas evidências dessa falha durante a execução desse trabalho.

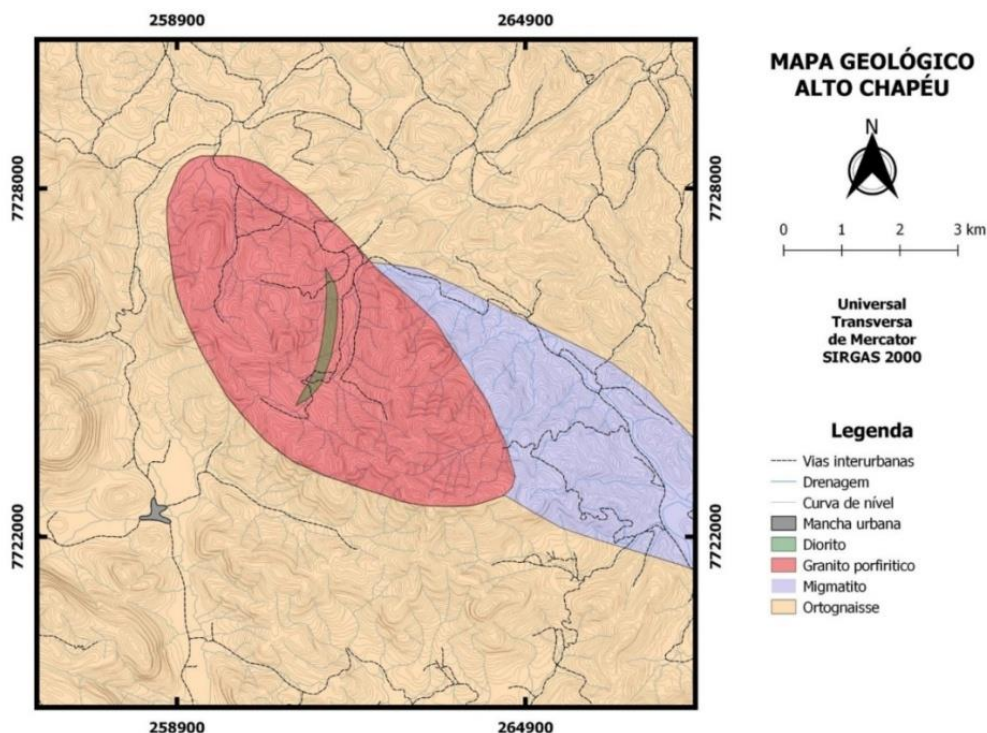
## CARACTERIZAÇÃO PETROLÓGICA DO MACIÇO ALTO CHAPÉU, CASTELO, ESPÍRITO SANTO

O migmatito de acordo com Silva (1993) é limitado do granito porfirítico e do ortognaisse por duas transcorrências de sentido NW-SE. Entretanto, foi constatado que a distribuição areal dessa unidade é maior do que a descrita, além das interpretações geológicas de imagens, as observações de campo mostraram que essa unidade é maior e que as transcorrências não delimitam os contatos com outras unidades mapeadas. O leucossoma desse migmatito é constituído por um granitoide de textura fina composto por quartzo, feldspato e anfibólio. Estas características mineralógicas são compatíveis com o que foi cartografado por Silva (1993) como migmatito de borda de intrusão.

Dentro da porção migmatítica foi individualizada uma unidade que não foi caracterizada no escopo deste trabalho. Esta unidade caracterizada como granito híbrido foi observada apresentando granulação fina e interação entre as partes leucocráticas e mesocráticas muita das vezes dobradas e apresentando uma zona de reação entre as duas.

A porção diorítica encontrada estava sempre em contato com as duas litologias supracitadas, normalmente na forma enclaves e matacões. Quando este se encontra em contato com granito porfirítico é possível notar a presença de pórfiros de feldspato potássico também no diorito. Com todas essas restrições considera-se que esta fácies seja realmente menor do que foi definida por trabalhos anteriores.

Levando em consideração as observações de campo, imagens de sensor (aerogamaespectrometria) e ortofoto foi proposto um novo mapa geológico com novas delimitações para o Maciço Intrusivo Alto Chapéu (Figura 6). Os limites do maciço Alto Chapéu foram definidos principalmente pelas associações litológicas observadas em campo, como petrografia e relações de contato, comparando-os com trabalhos anteriores para chegar ao modelo atual. As imagens aerogamaespectrométricas e a caracterização geomorfológica mostraram respostas bem semelhantes para o plúton. O alto radiométrico da contagem total é o mesmo que a classificação geomorfológica para o maciço o que contribui para a nova configuração do mapa geológico da área. Entretanto, o alto radiométrico na porção SE carece de uma densidade maior de pontos o que pode servir de incentivo para futuros trabalhos a fim de caracterizar ainda mais os limites dessas unidades.



**Figura 6.** Novo mapa geológico proposto para o maciço Alto Chapéu. Fonte: Geobases.

## CONCLUSÃO

No maciço Alto Chapéu foram definidas no total quatro litofácies, sendo duas delas referentes ao embasamento- ortognaisse e ortognaisse migmatítico- e duas litofácies plutônicas, uma diorítica e outra de granito porfirítico.

O Maciço Intrusivo Alto Chapéu apresenta uma gênese complexa, envolvendo magmas de propriedades contrastantes e interações com as rochas ao redor de difícil entendimento. Outro ponto que cerne as questões deste maciço se dá em relação a sua delimitação. Portanto, a caracterização petrográfica aliada a interpretação geológica de imagens permite obter profícuo avanço nas informações sobre a evolução magmática, sobre os limites do maciço além do entendimento de outros plútons presentes no estado Espírito Santo.

A região de estudo é composta por quatro litofácies: Granito Pofirítico, Diorito, Migmatito e Ortognaisse. O maciço Alto Chapéu é composto por uma série de granitoides que variam de sienogranito a monzogranito sem exibir membros intermediários. Texturalmente esses granitoides são porfiríticas com fenocristais de feldspato potássico com até 6 mm de tamanho. Do ponto de vista descritivo essa rocha apresenta-se majoritariamente leucocrática, mas subordinadamente também ocorre mesocrática, de coloração branca a cinza, com pórfiros de feldspato potássico, grãos médios de quartzo e plagioclásio, e biotita de fina a média na matriz. Os pórfiros de feldspato potássico representam em média 25% e a matriz os 75 % restantes. Correlacionando assim a ambiente geotectônico do plutón de acordo com Wiedemann (2002) o maciço encontra-se no grupo dos granitóides tipo I, de gênese pós-colisional gerados durante o ciclo Brasileiro, intra-placa continental, alojado em profundidade crustal inferior à média.

O diorito é classificado como quartzo-monzodiorito. Texturalmente apresentam pórfiros de feldspato potássico de até 4 mm. A unidade em questão apresenta-se é maciça, holocristalina, fanerítica, melanocrática e equigranular de granulação fina. Mineralogicamente a rocha é formada por em média 40% de plagioclásio, 50 % de biotita, 5 % de anfibólio e 5 % de quartzo.

O migmatito apresenta uma interação entre as porções leucocráticas interpretadas como um granitoide sendo assim correlacionada ao neossoma e porções mesocráticas referentes ao paleossoma. As porções leucocráticas preferencialmente apresentam granulação fina, porém em alguns casos há grãos maiores de feldspato e anfibólio. Já a porção mesocrática varia de fina a média principalmente pela presença de anfibólio.

O granito híbrido não individualizado nesse trabalho apresenta-se dentro da porção migmatítica. Esta unidade não foi individualizada no presente trabalho pela falta de uma maior densidade de pontos na porção SE da área. Esta área caracteriza-se por uma alta resposta radiométrica no canal de contagem total podendo ser melhor individualizada em trabalhos futuros e representar até uma maior extensão deste corpo.

O ortognaisse apesar de não fazer parte do escopo principal do trabalho foi reconhecido apresentando normalmente coloração acizentada, com presença de porções mais escuras frequentemente, foliação marcada por bandamento composicional, dobras abertas e fechadas, injeções de veios de quartzo principalmente e também pegmatitos.

A fácies granito porfirítico é encontrada em todas as altitudes na região apresentando pequenas diferenças no que diz respeito ao grau de intemperismo. Em geral, possui feição de fluxo magmático marcada pela orientação dos pórfiros e com direção preferencial NW.

O diorito se encontra mais restrito do que cartografado em trabalhos anteriores, normalmente aparecendo na forma de matações ou então em contato direto com o granito porfirítico na forma de enclaves que variam de tamanho.

## **CARACTERIZAÇÃO PETROLÓGICA DO MACIÇO ALTO CHAPÉU, CASTELO, ESPÍRITO SANTO**

O migmatito possui distribuição espacial maior do que o cartografado anteriormente, prevalecendo na borda leste do maciço e adentrando este. A sua composição mineralógica tanto para neossoma e paleossoma são compatíveis com o que é colocado na bibliografia.

De acordo com o mapeamento realizado por Silva (1993) o maciço Alto Chapéu possui uma área total de 37 km<sup>2</sup>, porém utilizando-se da interpretação geológica de imagens e das observações de campo, propõem-se uma área menor para o maciço.

Por fim é necessário salientar a importância de trabalhos futuros que poderão vir a complementar o estudo preliminar realizado nesta monografia. O mapeamento em escala de 1:50.000 ou 1:25.000 possibilitaria maior conhecimento e entendimento das relações e comportamento das litologias ígneas e do embasamento observadas em campo. Além disso, análises de geoquímica e informações geocronológicas podem contribuir para o entendimento de modelos mais bem definidos de ambientação tectônica, bem como modelos petrogenéticos e idades modelos, assim como os processos que norteiam ao magmatismo bimodal.

## **REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS**

ALKMIN, F. F., MARSHAK, S., PEDROSA-SOARES, A. C., PERES, G. G., CRUZ, S. C. P.,

WHITTINGTON, A. 2006. **Kinematic evolution of the Araçuaí-West Congo orogen in Brazil and Africa: Nutcracker tectonics during the Neoproterozoic assembly of Gondwana.** *Precambrian Research* 149 43–64.

ALKMIN, F. F., PEDROSA-SOARES, A. C., NOCE, C. M., CRUZ, S. C. P. 2007. **Sobre a evolução tectônica do Orógeno Araçuaí-Congo Ocidental.** *Revista Geonomos* 15(1): 25 – 43.

ALMEIDA F.F.M. **O Cráton do São Francisco.** *Revista Brasileira de Geociências.* v.7, p.285-295, 1977.

ARCANJO, J. B. A. 2011. **Fotogeologia: conceitos, métodos e aplicações.** Salvador: CPRM/SGB, 144 p.

BAYER P., SCHMITD-THOMÉ, R., WEBER-DIEFENBACH, K., HORN, H. A. 1987. **Complex concentric granitoid intrusions in the coastal mobile belt, Espírito Santo, Brazil: the Santa Angélica Pluton – an example.** *Geologische Rundschau*, 76/2:357-371.

BIZZI, L. A.; SCHOBENHAUS, C.; VIDOTTI, R. M. *et al.* 2003. **Geologia, Tectônica e Recursos Minerais do Brasil: texto, mapas e SIG.** CPRM, 674 p.

BREDER, F. P. 2016. **Mapeamento do Maciço Alto Chapéu-ES.** Universidade Federal do Espírito Santo, 15p.

BRITO NEVES B.B. & CORDANI U.G. **Tectonic evolution of South America during the Late Proterozoic.** *Precambrian Research*, v. 53, p. 23-40, 1991.

COSTA, H. 2014. **Relatório final de mapeamento geológico II.** Universidade Federal do Espírito Santo, 27p.

DE CAMPOS, C. 2014. **Chaotic Flow Patterns from a Deep Plutonic Environment: a Case Study on Natural Magma Mixing.** *Pure and Applied Geophysics*, ISSN 0033-4553, 21.

DE CAMPOS, C., MENDES, J. C., LUDKA, I. P., MEDEIROS, S. R., COSTA-DE-MOURA, J.,

WALFASS, C. M. 2004. **A review of the brasiliano magmatism in southern Espírito Santo, Brazil, with emphasis on post-collisional magmatismo.** Journal of the Virtual Explorer, Electronic Edition, ISSN 1441-8142, 17.

HEILBRON M., PEDROSA-SOARES A. C., NETO M. C. C., SILVA L. C., TROUW R. A. J., JANASI, V. A. 2004. **Província Mantiqueira. In: Geologia do Continente Sul Americano: Evolução da obra de Fernando Marques de Almeida.** Cap. XIII. São Paulo.

GEOBASES – **Sistema Integrado de Bases Geoespaciais do Estado do Espírito Santo.** 2001. Base cartográfica digital.

GRADIM, C., RONCATO, J., PEDROSA-SOARES, A.C., CORDANI, U., DUSSIN, I., ALKMIN, F.F., QUEIROGA, G., JACOBSON, T., DA SILVA, L.C., And BABINSKI, M. 2014. **The hot back-arc zone of the Araçuaí orogen, Eastern Brazil: from sedimentation to granite generation.** Braz. J. Geol. 44.

LIMA, M.I.C., SILVA, J.M.R., SIGA JR, O.In:Projeto **RadamBrasil, Folha SD 24, Salvador: Geologia.** Rio de Janeiro, 1981, 624p. (Levantamento de Recursos Minerais, 24), p. 25 - 192.

MACHADO FILHO, L., RIBEIRO, M.W., GONZALES, S, R., SCHENINI, C, A., SANTOS NETO, A., PALMEIRA, R.C.B., PIRES, J. L., TEIXEIRA, W., CASTRO, H.E.F. **Geologia. In: Brasil – Ministério de Minas e Energia. Projeto RADAMBRASIL, Folhas SF. 23/2, Rio de Janeiro/Vitória, geologia, geomorfologia, pedologia, vegetação, uso potencial da terra.** Rio de Janeiro, MME,1983, p. 27 – 304.

PEDROSASOARES, A.C., WIEDEMANN, C.M., FERNANDES, M.L.S., FARIA, L.F., FERREIRA, J.C.H. 1999. **Geotectonics significance of the neoproterozoic granitic magmatism in the Araçuaí belt, eastern Brazil: a model and pertinent questions.** Revista Brasileira de Geociências. 59-66.

PEDROSA-SOARES, A.C. & WIEDEMANN, C.M. 2000. **Evolution of the Araçuaí Belt and its connection to the Ribeira Belt, Eastern Brazil.** U. Cordani, E. Milani, A. Thomaz-Filho & D. A. Campos (eds), Tectonic Evolution of South America. São Paulo, Sociedade Brasileira de Geologia.

PEDROSA-SOARES, A. C., NOCE, M. C., WIEDEMANN, C.M., PINTO, C. P. 2001. **The Araçuaí-West-Congo Orogen in Brazil: an overview of a confined orogen formed during Gondwanaland assembly.** Precambrian Research 110 307–323.

PEDROSA-SOARES, A.C.; CASTEÑEDA, C.; QUEIROGA, G.; GRADIM, C.; BELÉM, J.; RONCATO, J; NOVO, T.; DIAS, P.; GRADIM, D.; MEDEIROS, S.; JACOBSON, T.; BABINSKI, M.; VIEIRA, V. **Magmatismo e tectônica do Orógeno Araçuaí no Extremo Leste de Minas Gerais e Norte do Espírito Santo (180 –190S, 410 – 41030 W).** *Geonomos*, Belo Horizonte, v. 14, p. 97- 111. 2006.

PEDROSA-SOARES, A. C., NOCE, C. M., ALKMIN, F. F., DA SILVA, L. C., BABINSKY, M.,

## **CARACTERIZAÇÃO PETROLÓGICA DO MACIÇO ALTO CHAPÉU, CASTELO, ESPÍRITO SANTO**

CORDANI, U., CASTAÑEDA, C. 2007. **Orógeno araçuai: síntese do conhecimento 30 anos após Almeida 1977**. Revista geonomos 15(1): 1 – 16.

PEDROSA-SOARES, A.C., ALKMIN, F.F., TACK, L., NOCE, C.M., BABINSKI, M., SILVA, L.C., MARTINS-NETO, M.A. **Similarities and differences between the Brazilian and African counterparts of the Neoproterozoic Araçuai-West- Congo orogen**. *Geological Society, London, Special Publications*, v. 294, p. 153-172, 2008.

PEDROSA-SOARES, A.C., DE CAMPOS, C., NOCE, C. M., SILVA, L.C., NOVO, T., RONCATO, J., MEDEIROS, S., CASTAÑEDA, C., QUEIROGA, G., DANTAS, E., DUSSIN, I., ALKMIN, F. 2011. **Late neoproterozoic- cambrian granitic magmatism in the Araçuai orogen, the eastern Brazilian pegmatite province and related mineral resoucers**. Geological Society, London, Special Publications; v. 350; p. 25-51

SCHOBENHAUS, C. & BRITO-NEVES, B. B., **A Geologia do Brasil no Contexto da Plataforma Sul-Americana**, 2003, In: CPRM – Companhia de Pesquisa de Recursos Minerais, "Geologia, Tectônica e Recursos Minerais do Brasil", páginas: 6 - 8, 23, 25, 26, 36.

SILVA, J. N., Org. **Cachoeiro de Itapemirim, Folha SF.24-V-A-V: Estado de Minas Gerais. Escala 1:100.000. Projeto Cachoeiro de Itapemirim**: Brasília: DNPM/CPRM, 1993. Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil – PLGB.

STRECKEISEN, A., 1967. **Classification and nomenclature of igneous rocks**. Nues Jarbuch fur Mineralogie Abhandlungen, v. 107, p. 144-240.

TUPINAMBÁ, M., HEILBRON, M., DUARTE, B. P., NOGUEIRA, J. R., VALLADARES, C., ALMEIDA, J., SILVA, L. G. E., MEDEIROS, S. R., ALMEIDA, C. G., MIRANDA, A., RAGATKY, C. D., MENDES, J., LUDKA, I. 2007. **Geologia da faixa ribeira setentrional: estado da arte e conexões com a Faixa Araçuai**. Revista Geonomos 15(1): 67 – 79.

VAUCHEZ, A., EGYDIO-SILVA, M., BABINSKI, M., TOMMASI, A., UHLEIN, A. & LIU, D. 2007. **Deformation of a pervasively molten middle crust: insights from the Neoproterozoic Ribeira-Araçuai orogen (SE Brazil)**. *Terra Nova*, 19: 278-286.

VIEIRA, V, S. 1997. **Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil. Cachoeiro do Itapemirim. Folha. SF.24.Z-V-A. Estado do Espírito Santo – Escala 1:250.000 – Brasília: CPRM**.

VIEIRA, V.S & MENESES, R.G. 2015. **Programa Geologia do Brasil. Mapas Geológicos Estaduais. Mapa Geológico do Espírito Santo. Escala 1:400.000**. Belo Horizonte, CPRM.

WIEDEMANN-LEONARDOS, C. M., LUDKA, I. P., MEDEIROS, S. R., MENDES, J. C., COSTADE-MOURA, J. 2002. **Arquitetura de plutons zonados da Faixa Araçuai-Ribeira**. Revista Geonomos 8 (1): 25-38.

WIEDEMANN, C. M., MEDEIROS, S. R., LUDKA, I. P., MENDES, J. C., COSTA-DE-MOURA, J. 2002. **Architecture of Late Orogenic Plutons in the Araçuai-Ribeira Fold Belt, Southeast Brazil**. *Gondwana Research*, V 5, No. 2, pp. 381-399.

WILSON, M. 1989. **Igneous Petrogenesis**. Harper Collins Acad., 466 pp.



